



**HAL**  
open science

**Impact de la ride 90°E et du flux crustal Est-Tibétain  
sur l'évolution récente de la subduction oblique  
Indo-Birmane. Approche géologique, sismique et  
géodésique**

Thomas Maurin

► **To cite this version:**

Thomas Maurin. Impact de la ride 90°E et du flux crustal Est-Tibétain sur l'évolution récente de la subduction oblique Indo-Birmane. Approche géologique, sismique et géodésique. Tectonique. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, 2009. Français. NNT: . tel-00425058

**HAL Id: tel-00425058**

**<https://theses.hal.science/tel-00425058>**

Submitted on 19 Oct 2009

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ECOLE DOCTORALE  
Sciences de l'Environnement

THESE

Pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Paul Cézanne  
Spécialité : Géosciences

**Impact de la ride 90°E et du flux crustal Est-Tibétain sur  
l'évolution récente de la subduction oblique Indo-Birmane  
Approche géologique, sismique et géodésique**

**90°E ridge and East-Tibetan crustal flow impact on the recent evolution of the  
Indo-Burmese oblique subduction.  
Geologic, seismic and geodetic approach.**

Présentée par :  
**Thomas Maurin**



Soutenue publiquement le 30 Janvier 2009, devant le Jury composé de :

Pr. Xavier Le Pichon  
Pr. Olivier Bellier  
Pr. Lothar Ratschbacher  
Pr. Siegfried Lallemand  
Dr. Claude Rangin  
Dr. Jean-Claude Ringenbach  
U Than Min

Président du Jury  
Examineur  
Rapporteur  
Rapporteur  
Directeur de thèse  
Co-directeur de thèse  
Invité



The most exciting phrase to hear in science, the one that heralds new discoveries, is not “Eureka!” (I found it!), but “That's funny...”

*-- Isaac Asimov --*



## *La page des « Merci à ... »*

... Ce n'est pas seulement une liste exhaustive de remerciements. Pour l'écrire il faut faire un véritable voyage dans le temps, se remémorer l'ensemble des événements marquants et les personnes qui y ont été associées. D'une part, les longues années d'études, dont ce document est l'aboutissement, ont pu être parcourues grâce aux encouragements et aux enseignements de beaucoup de personnes. D'autre part les nombreuses missions auxquelles j'ai eu la chance de participer lors de cette thèse m'ont emmené dans des régions éloignées et ont été riches de rencontres sans lesquelles ce travail n'aurait pu aboutir.

Je commencerais par remercier **Lothar Ratsbacher** et **Siegfried Lallemand** d'avoir accepté de rapporter sur cette thèse, ainsi qu'**U Than Min** et **Olivier Bellier** de l'examiner.

Ensuite, je me dois bien évidemment de remercier mes directeurs de thèse : **Claude Rangin** et **Jean-Claude Ringenbach**. Ce sont deux personnages au caractère bien trempé dont l'association a parfois frôlé la guerre de tranchées. Mais au-delà de leurs différences, ils m'ont inculqué certaines valeurs qui leur sont bel et bien communes, comme un certain réalisme (même s'il tendait parfois au scepticisme ...), et surtout la passion pour la géologie et l'objet naturel. D'un autre côté, Jean-Claude a apporté un peu de rigueur et de rationalisme là où Claude apportait la recherche perpétuelle de nouvelles idées en se libérant autant que possible des préjugés. Ce fut parfois éprouvant mais toujours très enrichissant.

Il en va de même pour les discussions avec **Xavier Le Pichon** : éprouvantes mais très enrichissantes. Bien que relativement détaché de mon travail de thèse, sa constante curiosité nous a souvent amené autour de schémas que des discussions animées faisaient naître. Une certaine clairvoyance, un esprit critique affûté et un grand esprit de synthèse, voilà ce que je retiendrais de nos échanges.

Durant cette thèse, l'expertise de personnes extérieures est intervenu à des moments clefs. **Fred Pollitz** m'a initié aux arcanes de son logiciel VISCO 1D grâce auquel j'ai été sensibilisé à la notion de cycle sismique vue sous l'angle de la géodésie. **Frédéric Masson** m'a enseigné toutes les étapes de l'utilisation du GPS depuis l'installation d'un réseau jusqu'au traitement et à l'interprétation des données. Enfin, **Jérôme Gattaceca** m'a permis de faire une brève incursion dans le vaste monde du paléomagnétisme. Je les remercie tous les trois de m'avoir fait partager avec beaucoup d'enthousiasme et de patience une part de leur domaine de prédilection.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'un contrat CIFRE avec **TOTAL**. Je remercie bien sûr cette société de l'avoir permis. Mais je me dois surtout remercier les personnes avec lesquelles j'ai étroitement collaboré. Il y a eu tout d'abord **Philippe Rochat** qui a eu la lourde tâche de m'orienter dans les méandres des couloirs et du réseau informatique de la tour Total à la défense. Il m'a initié à l'interprétation sismique sur GEOFRAME ainsi qu'à la restauration de coupe. Ensuite, **Didier Deregnaucourt** a pris le relais. Il est travailleur et doté d'une grande ouverture d'esprit. Je le remercie sincèrement pour sa gentillesse et nos échanges qui sont devenus au fil du temps des échanges amicaux. Enfin **Charlotte Nielsen** est venue grossir les rangs de notre équipe. Etant elle-même une ancienne étudiante de Claude Rangin, un lien existait déjà entre nous avant même qu'on ne se connaisse. Je citerais aussi

*Jean-Luc Auxietre et Jean-Pierre Estève* avec lesquels j'ai eu le plaisir de discuter respectivement pour l'avancement du projet et pour l'organisation des campagnes marines.

Un grand merci à toute l'équipe de la chaire de Géodynamique du Collège de France : *Pierre, Tiphaine, Wilma, Louis, Youri, Cesar*. De passage ou permanents, ils ont été plus que des collègues de bureau. J'aurai des histoires à raconter pour chacun d'entre eux et certaines resteront gravées dans ma mémoire. Une spéciale dédicace à *Tanguy, Nicolas, Benoit et Christophe* pour toutes ces soirées à refaire le monde sur fond de musique ou de billard, merci pour votre soutien et pour tous ces bons moments.

Voici maintenant en vrac les noms de nombreuses personnes qui ont participé aux six missions réalisées lors de cette thèse. Je sais pertinemment que j'en oublierai. Qu'ils me pardonnent ... *Sanny, Jamu, Bobo* et toute *l'équipe de logistique birmane, U Min Swe, U Win Naing, U Khin Maung Kyi, Maxime Mouyen* et *Anthony Memin, Mathias Delescluse, Nicolas Chamot-Rooke, Rashed Abdullah, Nazrul Islam, Jean-Claude Sibuet, Philippe Plantevin, Alain Rabaute, Etienne Ruellan, Chin Wei, Serge et Ronnie*, l'équipe de *Génavir, Philippe Collard*, l'équipage du *Marion Dufresne*, de *l'Osprey Explorer*, du *Sangu*, du *Karotoa*, les ingénieurs de *MOGE*, le personnel du *MOFA* et de *la marine du Bangladesh, ...*

Merci sincèrement à vous tous ...

Je tiens à remercier tous ces *anonymes* que j'ai croisés en Birmanie et au Bangladesh. D'une gentillesse et d'une hospitalité surprenante, ils ont tous largement contribué à faire de ces missions des événements inoubliables. Ayant constaté l'impuissance dans laquelle nous sommes à les aider, je ne peux que leur apporter tout mon soutien. Merci.

Certains enseignants ont joué un rôle majeur dans mon parcours depuis que je me suis engagé dans le domaine des sciences de la terre. *Jean-Jacques Schott, Gianreto Manatschal* et *Manu Pubelier*, merci à vous de m'avoir donné goût aux Sciences de la Terre, d'avoir su transmettre votre passion et de m'avoir fait confiance.

D'un point de vue plus personnel maintenant, je tiens à remercier *David, Medo, Kigogo* et *Champi*. Amis de longue date (voire de très longue date !), nous avons su rester proche malgré le temps et les distances. Ils ont toujours été là ... Merci pour votre amitié.

Je pourrais maintenant en écrire des tonnes sur ma famille. Mais je retiendrais surtout ici qu'ils m'ont soutenu dans tous mes choix. Ils m'ont aussi appris à aller au bout des choses. *Mon père, ma mère et ma sœur* ; aventure humaine, connaissance et engagement ; ils ont mis toutes les chances de mon côté...

Enfin, *Bénédicte*, merci du fond du cœur d'avoir supporté au quotidien les aléas de la vie d'un thésard...

-----

# **RESUME**

La frontière tectonique entre les plaques indienne et birmane est principalement décrochante avec une faible composante de raccourcissement. La plaque subduite, le bassin du Bengale, est parcourue par des hétérogénéités crustales majeures acquises lors de son processus de formation et de migration vers le Nord (rides de point chaud, failles transformantes...). La plaque supérieure, la microplaque birmane, délimitée à l'Est par la faille décrochante dextre de Sagaing, est dans la zone d'influence du flux crustal Est-Tibétain.

Le long d'une large coupe Terre-Mer depuis le bassin du Bengale jusqu'au Nord de la Birmanie, je me suis intéressé à la géométrie structurale et à la cinématique de la subduction hyper-oblique Indo-Birmane en insistant sur les effets d'éléments perturbateurs (flux et hétérogénéités crustaux). Par une approche pluridisciplinaire combinant des observations géologiques structurales de terrain, des données géophysiques marines et des mesures géodésiques, je présente un modèle d'évolution néogène de la subduction oblique en réponse à ces perturbations. Une étude de la sismicité et quelques mesures paléomagnétiques ont complété ce travail.

La ride de 90°E, formée au sein de la croûte océanique du Bengale vers 100Ma, est entrée en collision avec la marge Birmane au Miocène supérieur. Elle a probablement bloqué la subduction dans sa partie méridionale de telle sorte que seule une déformation décrochante dextre le long de son flanc Est est exprimé structuralement. Au Nord de la ride, le prisme externe Indo-Birman est libre de se développer rapidement vers l'Ouest depuis 2Ma à la faveur d'une forte épaisseur de sédiments déposés sur la plaque plongeante (delta du Ganges-Brahmapoutre).

Ce prisme Indo-Birman, construit en convergence hyper-oblique, a enregistré un partitionnement de la déformation : les zones internes sont cisillées sur une direction Nord-Sud et les zones externes sont raccourcies sur une direction Est-Ouest.

La faille de Sagaing est défléchie de plus de 100km vers l'Ouest dans sa partie Nord. Je propose un modèle dans lequel le flux crustal résultant de l'effondrement du Tibet, est responsable de cette inflexion. Ce modèle questionne le rôle de ce flux dans la construction du prisme partitionné. Appuyé sur l'ensemble des données géodésiques disponibles autour de la syntaxe Est Himalayenne, il établit un lien entre les déformations finis néogènes de la région.

Les données de sismique réflexion ont apporté des contraintes fortes sur la partie marine de la section. Ainsi, la présence de la ride de 90°E et la nature océanique de la croûte du Bengale ont pu être fixées. En revanche, le flux crustal Est-Tibétain reste mal compris. Les données géodésiques permettent d'en approcher la cinématique mais il est nécessaire, pour en connaître la nature, d'y combiner des données géologiques de terrain, qui sont les seuls à permettre l'observation directe de la déformation crustale profonde aujourd'hui exhumée. Ces observations géologiques peuvent aussi apporter des éléments de réponses sur la stabilité du flux au cours du temps. Un travail de modélisation doit encore être mené pour confronter ces idées nouvelles aux propriétés physiques de la lithosphère continentale en cours de déformation.



# **ABSTRACT**

The tectonic boundary between the Indian and Burmese plates is mainly affected by right-lateral strike-slip with only a small thrust component. The lower plate, the Bengal Basin, is crossed by various crustal heterogeneities that were formed during the Bengal oceanic crust former creation and subsequent migration towards the North (hot spot ridges, transform faults...). The upper plate, the Burmese microplate, bounded eastward by the right-lateral strike-slip Sagaing fault, is located within an area that is affected by the East-Tibetan crustal flow.

I have studied the structural geometry and the kinematics of the hyper-oblique Indo-Burmese subduction zone along a transect that goes from the Bengal basin to northern Burma. I outlined the effect of major disturbing factors such as crustal flow and crustal heterogeneity. Using various approaches (structural geology field works, marine geophysical data and geodetic measurements) I present a model for the Neogene evolution of the oblique subduction in response to these perturbations. This model is also supported by a global seismicity analysis and some paleomagnetic measurements.

The 90°E ridge was formed within the Bengal oceanic crust about 100Ma ago. It collided with the southern Myanmar margin during the uppermost Miocene and probably locked the subduction there. Only right-lateral strike-slip deformation is structurally evidenced along its eastern flank at these latitudes. North of the ridge, since 2Ma, the outer Indo-Burmese wedge rapidly propagates westward. Such propagation was made easier by the large amount of sediments deposited on the lower plate (Brahmaputra delta).

This Indo-Burmese wedge, built in a hyper-oblique convergence setting, is the place of strain partitioning: The innermost part is affected by along strike right-lateral strike-slip faults whereas the outermost part is affected by perpendicular East-West shortening.

The northern segment of the Sagaing fault is deflected westward by more than 100km. I suggest that the crustal flow, resulting from the Tibet gravity collapse, is responsible for the westward deflection. This model gives rise to questions concerning the influences of this flow on the Indo-Burmese wedge growth. On the basis of available geodetic data around the eastern Himalayan syntaxis, I propose a link between various Neogene deformations in the area.

The marine segment of the studied transect is very well constrained by seismic reflexion data. The northern continuation of the 90°E ridge and the oceanic nature of the Bengal crust have been fixed. However, the East-Tibetan crustal flow is still poorly understood. The geodetic data give access to the kinematic of the flow but some geological observations, within the syntaxis, that allows direct observation of exhumed deep crust deformation, are required to better understand its nature. Such geological observations could also give some elements on the flow stability through time. Some models should be further computed in order to compare these new ideas to physical properties of continental lithosphere under deformation.

# အနှစ်ချုပ်

အိန္ဒိယနှင့်မြန်မာ မြေထုချုပ်နှစ်ခုကြားရှိ တက်တိုးနှစ် နယ်နမိတ်ကို အဓိကအားဖြင့် တောင်မြောက် အလျားလိုက် ပြတ်ရွေ့ဖြင့် ပိုင်းခြားထားပြီး၊ တွန်းတင်ပြတ်ရွေ့ခြင်း အနည်းငယ်သာ ရှိသည်။ အောက်ဘက် မြေထုချုပ် ဘင်္ဂလားချိုင့်ဝှမ်းမှာ ယခင် ဘင်္ဂလားသမုဒ္ဒရာ မြေထုချုပ် ဖြစ်ပေါ်စဉ် နှင့် မြေထုချုပ် မြောက်ဘက် သို့ ဖြန့်ကျက် ရွေ့လျားနေစဉ်ကတည်းက ရှိနေခဲ့သည့် မြေထုသား မတူညီမှုများဖြင့် ဖွဲ့စည်းထားသည်။ (အပူလှိုင်း တောင်ကြောများ၊ အသွင်ပြောင်း ပြတ်ရွေ့များ)။ အပေါ်ဘက် မြေထုချုပ် ဖြစ်ပြီး၊ အရှေ့ဘက်တွင် စစ်ကိုင်းပြတ်ရွေ့ဖြင့် ပိုင်းခြားထားသော မြန်မာမြေထုချုပ်ငယ်မှာ အရှေ့ တိဘက် မြေလွှာစီးကြောင်း၏ အရှိန် သက်ရောက်ရာ ဧရိယာအတွင်း တည်ရှိနေပါသည်။ ဘင်္ဂလားချိုင့်ဝှမ်း မှ မြန်မာပြည်မြောက်ပိုင်းအထိ ရှိသော အလွန်အမင်း စောင်းနေသည့် အင်ဒို-မြန်မာ မြေလွှာထု စိုက်ဝင်မှု၏ မြင်ကွင်း နှင့် အနေအထား ပုံသဏ္ဍန်ကို လေ့လာခဲ့ပါသည်။ ဤလေ့လာမှု လုပ်ငန်း ကာလအတွင်း မြေလွှာစီးကြောင်း နှင့် မြေလွှာထုသား ကွဲပြားမှုတို့၏ အကျိုးသက်ရောက်မှု များကို ဖော်ထုတ်ခဲ့ပါသည်။ ချဉ်းကပ်နည်းမျိုးစုံ (ဘူမိ ရုပ်သွင်ကွင်းဆင်း လေ့လာမှု၊ အဏ္ဏဝါ ဘူမိရူပဗေဒ အချက်အလက်များ၊ မြေလွှာရွေ့လျားမှု တိုင်းတာချက်များ)ကို အသုံးပြု၍ အဆိုပါ အကျိုးသက်ရောက် မှုများ၏ တုန့်ပြန်ချက်များကြောင့် နီယိုဂျင်းကာလ၏ ရွှေစောင်းမြေထုစိုက်ဝင်မှု တိုးတက်ပြောင်းလဲပုံ ပုံစံကို တင်ပြထားပါသည်။ ယခု လေ့လာတွေ့ရှိမှုကို ကမ္ဘာလုံးဆိုင်ရာ မြေငလျင် ဆန်းစစ်ချက် (ဆိုက်စမစ်ဆန်းစစ်ချက်) နှင့် အတိတ် ကာလ သံလိုက် ဆွဲအားတိုင်းတာမှု အချက်အလက်များ က အထောက်အကူ ပြုခဲ့ပါသည်။

၉၀ ဒီဂရီ (အရှေ့) တောင်တန်းသည် ဘင်္ဂလားသမုဒ္ဒရာ မြေထုချုပ်အတွင်း လွန်ခဲ့သော နှစ်သန်းပေါင်း (၁၀၀)ခန့်က စတင်ဖြစ်ပေါ်ခဲ့ပါသည်။ ၎င်းသည် တောင်ပိုင်း မြန်မာ မြေထုချုပ် နှင့် မိုင်အိုစင်း နှောင်းပိုင်းတွင် တိုက်မိခဲ့ပြီး ထိုအချိန်ကပင် မြေထုချုပ် စိုက်ဝင်မှု ရပ်တန့်နေခဲ့ဟန် ရှိပါ သည်။ အရှေ့ဘက် ခြမ်းတစ်လျှောက်တွင် ညာဘက် ဘေးတိုက်ပြတ်ရွေ့ပုံပြောင်း အနေထားများကိုသာ တွေ့မြင်ရပါသည်။ ဤတောင်တန်း၏ မြောက်ဘက်တွင် အပြင်ပိုင်း အင်ဒိုမြန်မာ သုံးမြောင့်ပုံ အနည်ကျဇုံသည် လွန်ခဲ့သည့် နှစ်ပေါင်း (၂)သန်းခန့်ကပင် လျှင်မြန်စွာ အနောက်ဘက်သို့ ဖြန့်ကျက် လျှက် ရှိပါသည်။ အောက်ဘက် မြေထုချုပ် (ဗြဟ္မပုတ္တရ မြစ်ဝကျွန်းပေါ်)တွင် အများအပြား ပို့ချခဲ့သည့် အနည်အနှစ်များကပင် ဤသို့ ဖြန့်ကျက်မှုကို ပုံမှန်လွယ်ကူစေခဲ့ပါသည်။ အစောင်းလွန် မြေထု စိုက်ဝင်မှုတွင် ဖြစ်ပေါ်ခဲ့သည့် ထို အင်ဒို- မြန်မာသုံးမြောင့်ပုံ အနည်ကျဇုံသည် ဖိအားဒဏ် ခံရသဖြင့် ကွဲပြတ်ရွေ့လျားရာနေရာ ဖြစ်ပါသည်။ အတွင်းဘက် အကျဆုံးအပိုင်းမှာ ဘေးတိုက်ပြတ်ရွေ့များ၏ တိုက်ရိုက်သက်ရောက်အားကို ခံရပြီး အပြင်ဘက် အကျဆုံးအပိုင်းမှာ ထောင့်မှန်ကျ အရှေ့-အနောက် တွန့်ခေါက်တိုဝင်ခြင်းဒဏ်ကို ခံစားရပါသည်။ စစ်ကိုင်း ပြတ်ရွေ့၏ မြောက်ဘက်စွန်းအပိုင်းသည် အနောက်ဘက်သို့ (၁၀၀)ကီလိုမီတာကျော် လည် ထွက်သွား ပါသည်။ ဤသို့ဖြစ်ရခြင်းမှာ တိဘက် မြေထုချုပ် ကျွဲဝင်ပြုတ်ကျခြင်းကြောင့် ဖြစ်ပေါ်လာသည့် မြေလွှာ စီးကြောင်းကြောင့် ဖြစ်မည် ဟု မိမိအနေဖြင့် ယူဆပါသည်။ ဤပုံစံပြု အယူအဆကြောင့် အင်ဒိုမြန်မာ သုံးမြောင့်ပုံ အနည်ကျဇုံ ဖြစ်ပေါ်လာပုံနှင့်ပတ်သက်၍ မေးခွန်းများစွာ ရှိလာပါသည်။ အရှေ့ဟိမဝန္တာ တောင်စွန်းဒေသတိုက် တွင် ရနိုင်သမျှ သတင်းအချက်အလက်များကို အခြေပြု၍ နီယိုဂျင်းကာလ ဘူမိ ရုပ်သွင်ပြောင်းလဲမှု အမျိုးမျိုး၏ ဆက်စပ်ပုံကို တင်ပြထားပါသည်။

ယခု လေ့လာခဲ့သည့် ဇုံ၏ ပင်လယ်ရေအောက်အပိုင်းမှာ ဆိုက်စမစ်အချက်အလက်များ မှ ထောက်ခံပုံဖော်လျက်ရှိပါသည်။ ၉၀ ဒီဂရီ (အရှေ့) ရေအောက်တောင်တန်း၏ မြောက်ဘက်ပိုင်း နှင့် သမုဒ္ဒရာမြေထုချုပ် ဘင်္ဂလားမြေလွှာထုတို့ကို ဆက်စပ်ပေးထားပါသည်။ သို့သော် အရှေ့တိဘက် မြေလွှာ စီးကြောင်းကိုမူ ကောင်းစွာ နားလည်ခြင်း မရှိသေးပါ။ ကမ္ဘာ့မြေထု ရွေ့လျားမှု တိုင်းတာချက် များအနေဖြင့် ဤ မြေလွှာစီးကြောင်းကို ပုံဖော်နိုင်သော်လည်း မြေထုချုပ် အနက်ပိုင်းကို တိုက်ရိုက် မြင်တွေ့နိုင်သည့် ဘူမိဗေဒ လေ့လာမှုဖြင့်သာ ယင်းမြေလွှာစီးကြောင်း၏ သဘာဝကို ပိုမို နားလည်နိုင်ပါမည်။ အဆိုပါ ဘူမိဗေဒ လေ့လာမှု မှ ကာလအပိုင်းအခြားအလိုက် ရှိနေသည့် မြေလွှာစီးကြောင်း၏ တည်ငြိမ်မှုကို ပြသည့် အချက်အလက်အချို့ကို ဖော်ထုတ်နိုင်ပါမည်။ အချို့သော ပုံစံများကို ကုန်းပိုင်း မြေလွှာထု၏ ဘူမိရုပ်သွင် ပြောင်းလဲစဉ် တွေ့ရသည့် ရူပဗေဒ ဂုဏ်သတ္တိများ နှင့် နှိုင်းယှဉ်နိုင်သည့် အထိ တွက်ချက် ဖော်ဆောင် ထား သင့်ပါသည်။



# SOMMAIRE

<b>Remerciements</b>	<b>3</b>
<b>RESUME</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>6</b>
ဆန္ဒချစ်	7
<b>SOMMAIRE</b>	<b>9</b>
<b><i>PARTIE 1: INTRODUCTION ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE</i></b>	<b>13</b>
<b>INTRODUCTION</b>	<b>15</b>
I. Introduction et objectif	16
II. Cadre Géographique de l'étude	18
a. Les Pays	18
b. Les mers et océans	18
c. Les grand fleuves	18
d. Les reliefs	19
e. Birmanie ou Myanmar ?	21
III. Les données acquises et exploitées lors de cette thèse	22
1. Campagnes en mer	22
a. BENGAL 2005 (MD 146)	22
b. MARTABAN 2006 (MD 154)	24
c. BENGAL 3 (2007)	26
2. Campagnes à Terre :	27
a. GIAC 2005:	27
b. ARAKAN 2006	29
c. GIAC 2008	31
IV. Organisation du mémoire	32
<b>Chapitre I: Contexte Géodynamique</b>	<b>33</b>
I. La collision Inde-Asie	34
1. Histoire de la collision	34
a. La dérive de l'Inde et sa séparation de l'Australie	34
b. Début de la collision Inde-Asie	41
2. Les modèles de déformation	42
a. Déformation localisée et extrusion de blocs	42
b. Déformation diffuse et épaissement	44
c. Le modèle « mixte »	45
3. La cinématique actuelle	47
a. L'Inde	47
b. La Sonde	47
c. Le Tibet	49
4. Conclusion	51
II. Les unités tectoniques majeures en Birmanie et régions adjacentes	53
1. La mer d'Andaman	53
a. Introduction	53
b. Morphologie et ouverture par propagateur	54
c. Histoire de l'ouverture de la mer d'Andaman	57

2. La faille de Sagaing	59
3. Les Bassins Centraux Birmanes	63
4. La chaîne Indo-Birmane (Arakan-Yoma)	66
5. L'escarpement Shan et la ceinture métamorphique de Mogok	67
a. Introduction	67
b. Un cisaillement dextre induit par le passage de l'Inde	67
c. Conclusion : une déformation cénozoïque en deux temps sur la frontière Est de la plaque birmane.	69
6. L'arc volcanique en Birmanie	71

## ***PARTIE 2: LES PLAQUES TECTONIQUES EN PRESENCE ET LEUR INTERACTION***

<b>Chapitre II: Nature et origine de la plaque plongeante : Le Bassin du Bengale</b>	<b>75</b>
I. Introduction	76
1. Description générale du Bassin	76
2. Stratigraphie	77
a. Au Sud du Delta	77
b. Dans la zone d'influence du delta	79
II. Nature et origine du Bassin du Bengale	81
1. Données	81
2. Nature de la croûte du Bengale	81
3. Les rides de 85°E et de 90°E	86
a. La ride de 85°E	89
b. La ride de 90°E	90
c. Structure interne de la ride 90°E	93
4. Ouverture du bassin du Bengale	96
5. Un bassin océanique rigide déformé sur ses marges	99
6. Conclusion	102
III. Synthèse du Chapitre II	103
1. Sur la déformation affectant le bassin du Bengale:	103
2. Sur la nature et la structure du Bassin du Bengale	103
<b>Chapitre III: La sismicité à la frontière de plaque Indo-Birmane</b>	<b>105</b>
I. Sismotectonique de la zone de subduction	106
1. Introduction	106
2. Les données	107
3. La géométrie atypique du panneau plongeant	108
a. L'absence de sismicité entre 14°N et 18°N	108
b. Un panneau plongeant arqué	109
c. Une rupture de pente brutale dans le panneau plongeant	110
4. La déformation sismique de la plaque plongeante	113
a. Une déformation hétérogène	113
b. Distension profonde	114
c. Cisaillement et raccourcissement intermédiaire	116
5. Discussion et conclusion	117
II. Northward rupture propagation of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake to 18°N: Evidences from geodetic and marine data in southern Burma.	121
1. Introduction	122
2. Tectonic setting	123
3. Evidences from Geodetic data	124
a. Data Set	124
b. Correction for interseismic and postseismic motions	125
c. Northward rupture propagation of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake to 18°N.	127
4. Evidence from teleseismic and marine data	130
a. Teleseismic data set	130
b. Marine data set	131
c. Characteristics of some normal faults within the Indian plate.	132
d. Analysis of the Coulomb stress changes related to the Sumatra-Andaman Earthquake.	134
5. Discussion	136

6. Conclusions	140
7. Acknowledgments	140
III. Synthèse du Chapitre III	141

**Chapitre IV: Tectonique Cénozoïque de la convergence Indo-Birmane : formation d'un prisme en contexte de convergence hyper-oblique** 143

I. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: recent and fast growth of the Outer Wedge.	144
1. Introduction	145
2. Tectonic setting	146
3. The Outer Indo-Burmese Wedge	149
a. Structural outline (figure IV-3):	149
b. The Kaladan Fault	149
c. An incipient Chittagong Coastal Fault	151
d. Deep structure of the Outer Wedge, a thin-skinned tectonic model	151
4. Preliminary observations on the Ramree area: virgation of the main faults	155
a. Stratigraphy of Ramree area	155
b. Tectonic interpretation of Ramree area	156
5. Recent shortening across the Outer Indo-Burmese Wedge	158
a. Recent onset of deformation	158
b. Amount of shortening since 2Ma	160
c. Kinematics outcomes	162
d. The Inner Wedge: from deep seated ductile shear zone to brittle wrenching	163
6. Discussion: structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge	166
a. Structure of the Indo-Burmese Wedge (figure IV-15):	166
b. Late Neogene to present kinematics of the Indo-Burmese Wedge	169
7. Conclusion	170
8. Acknowledgments	171
II. Synthèse du Chapitre IV	172
1. La croissance du prisme Indo-Birman	172
2. Calendrier tectonique	172
3. Questions	173

**PARTIE 3 : IMPACT DE LA RIDE 90E ET DU FLUX CRUSTAL EST-TIBETAIN** 175

**Chapitre V: Impact de la ride de 90E à la zone de subduction** 177

I. Impact of the 90°E ridge at the Indo-Burmese subduction zone: contribution from deep seismic reflection data	178
1. Abstract	178
2. Introduction	179
3. Dataset	181
4. From 14°N to 18°N: plate bulge and pre existing basement topography	183
5. From 18°N to 19°N: Ramree area.	188
6. North of 19°N: The Indo Burmese Wedge westward propagation.	191
II. Discussion and conclusion	193

**Chapitre VI: Effet de la superposition d'un flux crustal** 197

I. Effects of the East-Tibetan flow on Burmese tectonics	198
1. Abstract:	198
2. Introduction	199
3. Tectonic setting	200
4. Dataset	201
5. The Tibet-Himalayan collapse	202
6. Clockwise rotating flow around the eastern Himalayan syntaxis	203
7. Effect of the East Tibetan flow on Burmese tectonics	204
a. The Sagaing Fault	204
b. The Myanmar Central Basins	205
c. The Indo Burmese wedge	206
d. The subduction zone	207
8. Discussion	208
II. Conclusion	209

<b>PARTIE 4: DISCUSSION ET CONCLUSION</b>	<b>211</b>
<b>Discussion: Initiation et évolution de la subduction Indo-Birmane</b>	<b>213</b>
I. Les nouveaux éléments apportés par ce travail	213
II. Discussion autour d'un scénario d'évolution de la subduction Indo-Birmane	214
1. Scénario :	214
2. Discussion	216
<b>CONCLUSION</b>	<b>219</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>221</b>

-----

<b>ANNEXES</b>	<b>231</b>
<b>ANNEXE 1: Apport du Paléomagnétisme</b>	<b>233</b>
1. Introduction	233
2. Principe de la méthode	233
a. L'aimantation rémanente	233
b. Perturbations et ré-aimantations	235
c. Application du paléomagnétisme à la détermination d'une paléolatitide	236
d. Les méthodes de désaimantation	237
3. Données traitées	238
a. Echantillonnage	238
b. Traitement des échantillons	239
4. Les résultats et interprétation	240
5. Discussion et Conclusion	245
<b>ANNEXE 2: Apport de la géodésie</b>	<b>247</b>
1. Introduction	247
2. Principe de la méthode	247
a. Le concept	247
b. La mesure de déphasage	248
c. Les sources de perturbation	249
d. L'installation d'un site GPS	250
3. Mesure du réseau Nord birman	252
a. Le réseau	252
b. Traitement et qualité des données	254
4. Les effets du séisme de Sumatra	258
5. La remesure du réseau en 2008	259
6. Conclusion	259

# **PARTIE 1: INTRODUCTION ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE**





# **INTRODUCTION**



<b><i>I. Introduction et objectif.....</i></b>	<b><i>16</i></b>
<b><i>II. Cadre Géographique de l'étude .....</i></b>	<b><i>18</i></b>
a. Les Pays .....	18
b. Les mers et océans .....	18
c. Les grand fleuves.....	18
d. Les reliefs .....	19
e. Birmanie ou Myanmar ? .....	21
<b><i>III. Les données acquises et exploitées lors de cette thèse .....</i></b>	<b><i>22</i></b>
<b><i>1. Campagnes à la mer.....</i></b>	<b><i>22</i></b>
a. BENGALE 2005 (MD 146) .....	22
b. MARTABAN 2006 (MD 154).....	24
c. BENGALE 3 (2007) .....	26
<b><i>2. Campagnes à Terre : .....</i></b>	<b><i>27</i></b>
a. GIAC 2005: .....	27
b. ARAKAN 2006.....	29
c. GIAC 2008.....	31
<b><i>IV. Organisation du mémoire.....</i></b>	<b><i>32</i></b>

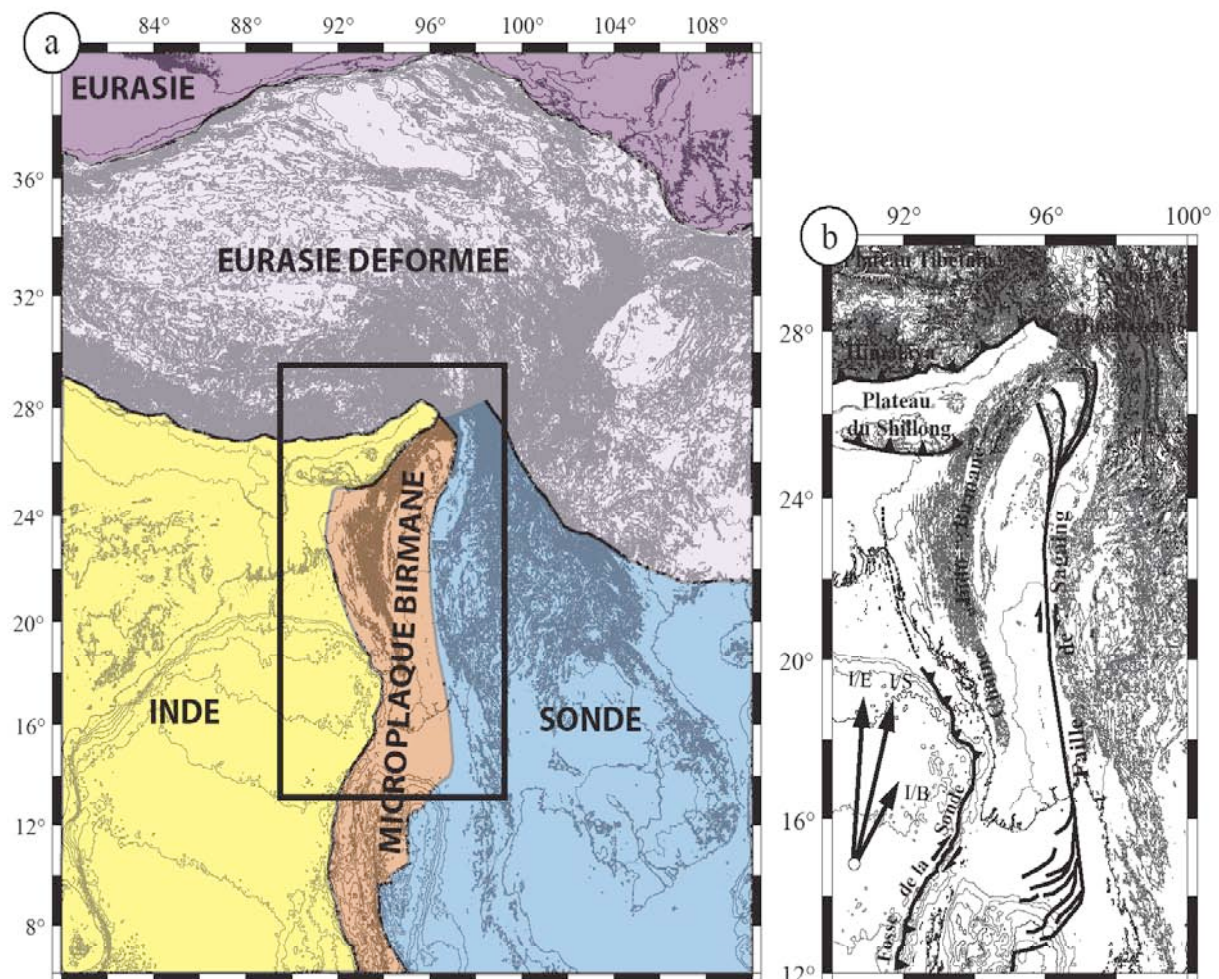
## I. Introduction et objectif

La Birmanie (ou Myanmar) est située à la jonction entre trois plaques tectoniques : Inde, Eurasie et Sonde (figure 0-1). L'Inde subduit frontalement sous l'Eurasie au nord, et obliquement sous la Sonde à l'Est. Cette convergence oblique Inde-Sonde est à l'origine de l'individualisation de la microplaque birmane par un mécanisme de partitionnement de la déformation (Fitch 1972 ; McCaffrey 1992). Ainsi, la microplaque birmane est une lanière continentale arrachée au bloc de la Sonde et entraînée vers le nord par la plaque indienne. Ce processus est observable dans de nombreuses régions du globe (le long de la fosse de la Sonde plus au sud, de la fosse des Philippines, de la fosse des Aléoutiennes, ou encore de la fosse Hellénique). En Birmanie, la faille décrochante majeure qui sépare la lanière continentale du bloc de la Sonde est la faille décrochante dextre de Sagaing (Curry et al., 1979 ; Le Dain et al., 1984 ; Guzman-Speziale et al., 1996). Le taux de décrochement a été estimé à 18mm/a par des mesures GPS dans sa partie centrale (Vigny et al., 2003). Ce n'est que les 2/3 de ce qu'on attendrait d'un partitionnement parfait. En conséquence, le mouvement relatif entre l'Inde et la microplaque birmane reste très oblique. La chaîne Indo birmane, formée le long de la bordure occidentale de la microplaque, est le résultat de cette convergence oblique.

Il y a certains points remarquables de la déformation à la frontière de plaque Indo-Birmane que le mécanisme simple de partitionnement de la déformation ne suffit pas à expliquer. La convergence frontale Inde-Eurasie est non seulement à l'origine de la déformation intracontinentale observée au Tibet et en Himalaya (Argan 1924), mais aussi à l'origine du soulèvement tectonique du plateau du Shillong au Mio-Pliocène (Evans, 1964 ; Johnson and Alam 1991). C'est le long de la bordure méridionale de ce plateau que le prisme Indo Birman se propage vers l'Ouest (Lohmann et al., 1995). Alors que l'Inde converge frontalement par rapport au Shillong, aucune structure Est-Ouest (excepté le chevauchement du Shillong), liée à cette convergence frontale, n'a pu être observée.

Le front de déformation et la chaîne Indo-Birmane ont une forme arquée caractéristique. Ce genre de géométrie peut parfois être interprété comme le résultat du retrait du slab. Un tel retrait est généralement accompagné de la migration d'un arc volcanique vers la marge et d'une extension arrière arc. Mais aucun de ces phénomènes n'est observé en Birmanie. Il faut faire appel à d'autres mécanismes que le simple partitionnement pour expliquer l'ensemble de la déformation le long de la marge Indo-Birmane.

La spécificité du cas birman réside en fait dans une combinaison d'éléments qui sont susceptibles de perturber le bon déroulement du processus de partitionnement. (1) La croûte océanique qui subduit sous la Birmanie est parcourue par des failles transformantes et des rides qui sont autant d'hétérogénéités susceptibles de perturber la subduction. (2) Il y a des variations significatives d'épaisseur sédimentaire sur la plaque inférieure en raison de la présence du delta du Brahmapoutre. (3) Le géant voisin, l'Himalaya, est entré dans une phase d'effondrement depuis le Miocène. Cet effondrement modifie le champ de déformation environnant et, potentiellement, celui observé en Birmanie.



**Figure 0-1:** a. Carte montrant les plaques tectoniques impliquées dans la géodynamique régionale. b. Carte localisant les principales structures tectoniques de la microplaque birmane. Sur cette deuxième carte sont indiqués les mouvements relatifs de l'Inde par trois vecteurs : mouvement de l'Inde par rapport à la Sonde (I/S), par rapport à la microplaque birmane (I/B) et par rapport à l'Eurasie (I/E).

Par une approche pluridisciplinaire combinant des observations géologiques, des mesures géodésiques, la compilation de données sismologiques et l'interprétation de profils sismiques, je vais décrire l'interaction Inde/Birmanie puis proposer une relation directe entre les points remarquables de la tectonique birmane et les éléments perturbateurs évoqués ici. Les données utilisées proviennent principalement des campagnes qui ont été réalisées lors de cette thèse (3 campagnes marines et 3 campagnes de terrain). J'ai aussi fait appel à des données industrielles auxquelles j'ai pu avoir accès grâce à ma collaboration avec Total, dans le cadre d'un contrat CIFRE.

**Je proposerai en particulier que la ride de 90°E limite au sud la propagation du prisme indo-Birman et contraint fortement la géométrie du front de déformation. J'ajouterai que la forme arquée de l'ensemble de la microplaque et la domination d'un raccourcissement Est-Ouest au sud du Shillong peuvent s'expliquer par la superposition du flux crustal Est-Tibétain qui résultent de l'effondrement du système Himalaya-Tibet.**

## II. Cadre Géographique de l'étude

Le domaine des sciences de la Terre est souvent intimement lié à des objets géomorphologiques. Il me paraît donc essentiel de situer géographiquement cette étude. Plus qu'une description, cette section a pour vocation de fournir au lecteur la terminologie des lieux et objets géographiques auxquels il sera largement fait allusion par la suite.

### a. Les Pays

Notre champ d'étude se situe en Asie du Sud-est (figure 0-2a) et englobe la Birmanie (ou Myanmar) et une partie des pays frontaliers : la Chine au Nord-est, l'Inde au Nord-ouest, Le Bangladesh à l'Ouest et la Thaïlande au Sud-Est (figure 0-2b).

### b. Les mers et océans

La Birmanie est bordée à l'Ouest par l'Océan Indien, et au Sud par la Mer d'Andaman (figure 0-2b). La partie de l'Océan indien encaissée entre l'Inde, le Bangladesh et la Birmanie est le Golfe du Bengale (figure 0-2b). Il porte le nom de la région (\*) située à l'embouchure du Gange Brahmapoutre : le plus grand fleuve se jetant dans le Golfe.

La mer d'Andaman, quant à elle, est bordée par l'archipel des îles Andaman Nicobar à l'Ouest (îles indiennes) et la péninsule de Malaisie à l'Est (que se partagent la Birmanie, la Thaïlande, La Malaisie et Singapour) (figure 0-2b). Un golfe est là aussi formé entre le Delta de l'Irrawaddy et la péninsule de Malaisie : le golfe de Martaban (figure 0-2b).

(\*) Depuis 1947, la région du Bengale est partagée entre l'Inde et le Bangladesh (à l'époque nommé Pakistan Oriental). Le terme « Bengalis », utilisé de manière abusive pour nommer les habitants du Bangladesh, désigne en réalité les habitants de cette région. Les Bengalis sont donc indiens et bangladeshis...

### c. Les grand fleuves

Les deux plus grands fleuves parcourant notre zone d'étude sont le Brahmapoutre (en Inde) et l'Irrawaddy (en Birmanie) (figure 0-2b). Le premier prend sa source au nord dans les plateaux Tibétain. Il passe à l'Est de l'Himalaya, puis traverse les plaines de l'Assam (un des états indiens), au Nord-est de l'Inde. Il contourne le Plateau du Shillong par l'Ouest où il rejoint le Gange avant de se jeter dans le golfe du Bengale 2900km en aval de sa source.

L'Irrawaddy (ou Ayerawady) prend sa source dans l'Est Himalayen. Il traverse toute la Birmanie du Nord au Sud. Au centre du pays, il se joint à la rivière Chindwin avant de se jeter dans la mer d'Andaman 1500km au sud de sa source.

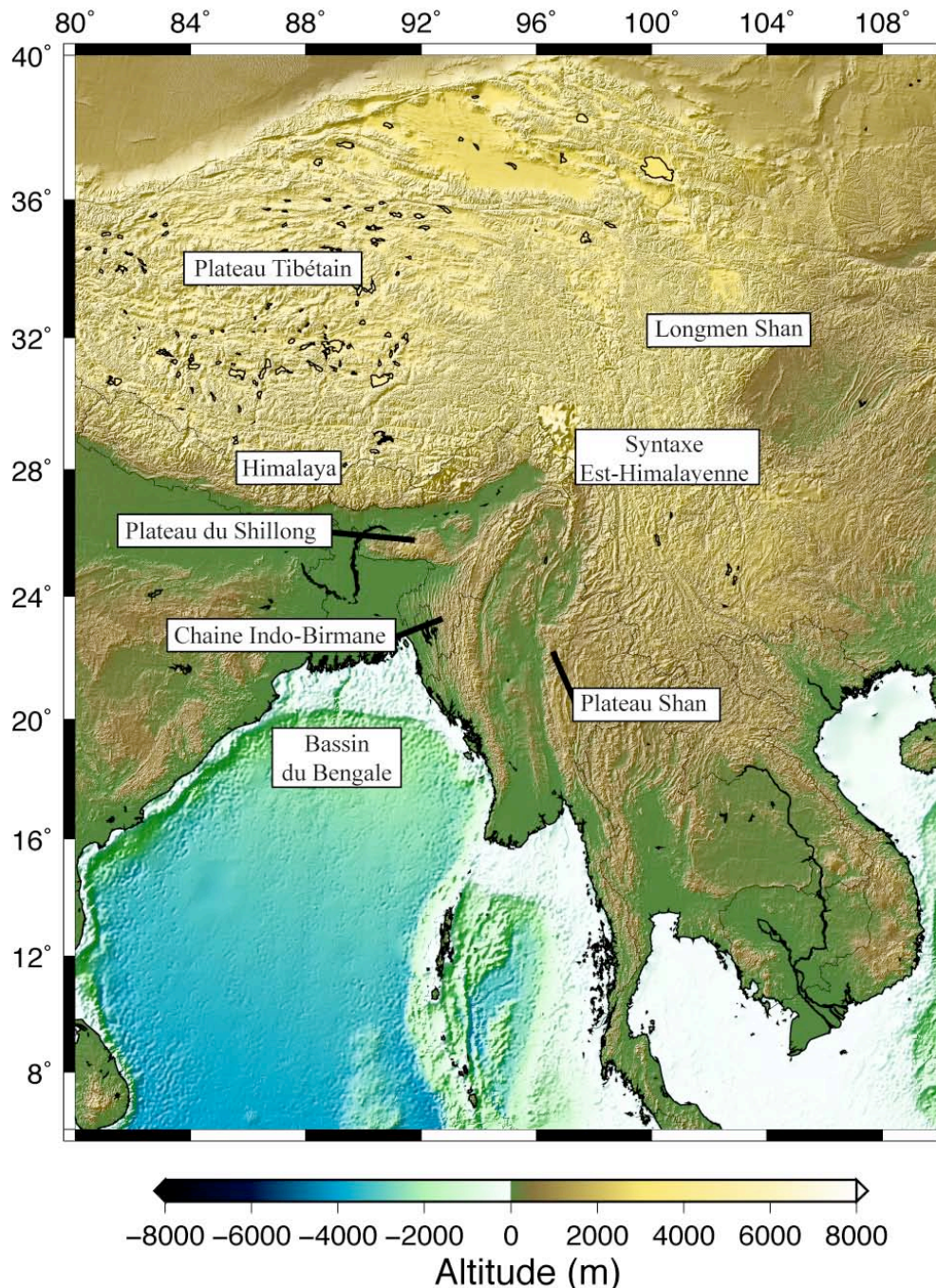


**Figure 0-2 :** a. Localisation géographique de la zone d'étude. b. Pays et fleuves majeurs de la région. c. Divisions composant la Birmanie (Myanmar) actuelle.

#### d. Les reliefs

Le relief qui domine la région est l'Himalaya et les plateaux tibétains (figure 0-3). Ces derniers s'élèvent à une altitude moyenne de 5000m. Ils couvrent une surface considérable de plus d'1 200 000km<sup>2</sup>. Ce sont des plateaux désertiques parcourus par de hautes chaînes de montagnes (Kunlun, Transhimalaya). Ce relief est unique au monde. La question de la formation de ces plateaux et de leur maintien à une telle altitude continue a animé de vifs débats dans la communauté des sciences de la Terre.

La chaîne Himalayenne culmine à 8846m (mont Everest). Cette chaîne de montagne s'étend sur plus de 2800km entre l'Indus à l'Ouest et le Brahmapoutre à l'Est. Elle est large de près de 300km entre l'avant-pays indien au Sud et les plateaux tibétains au nord. Elle est commune au Tibet, au Népal et au Bhoutan. Plus qu'un haut lieu de l'alpinisme, c'est aussi un fantastique laboratoire naturel d'étude des processus tectoniques de la collision (ou subduction continentale) et du cycle sismique. Depuis une vingtaine d'années, il apparaît que ce relief est aussi un bel exemple pour l'étude de l'effet des forces de volumes (force de gravité) sur l'évolution des orogènes.



**Figure 0-3:** Carte topographique et bathymétrique de la zone d'étude localisant les principaux reliefs auxquels il sera fait référence dans ce mémoire.

Je m'intéresserai bien-sûr aux effets de la proximité de ce relief mais mon travail va se concentrer plus particulièrement sur la topographie directement liée à l'interaction entre les plaques tectoniques indienne et birmane : la chaîne Indo Birmane (ou Arakan-Yoma) (figure 0-3). Ce relief est commun à la Birmanie, à l'Inde et au Bangladesh. Il s'étend sur plus de 1200km de long entre l'Himalaya au Nord et la mer d'Andaman au Sud. Large de 300km, il culmine à 3053m (mont Victoria). Cette chaîne a une forme en S caractéristique. Dans cette étude tectonique, j'essaierai d'apporter une explication à cette propriété remarquable.



Parmi les reliefs inclus dans la zone d'étude, je citerai aussi le plateau Shan et le plateau du Shillong. Le premier couvre tout l'est de la Birmanie sur près de 120 000km<sup>2</sup> (figure 0-3). Il s'élève à une altitude moyenne de 1500m. La plus grande partie de sa surface est couverte d'une épaisse forêt tropicale. Cette partie de la Birmanie fait partie de l'état Shan (figure 0-2c), l'un des 9 états (Arakan, Mon, Karen, Ayeyarwaddy, Kayah, Chin, Sagaing, Kachin et Shan) fédérés autour de l'Union du Myanmar (composé des états Yangon, Magway et Mandalay). L'escarpement qui sépare ce plateau des plaines de l'Irrawaddy est simplement appelé l'escarpement Shan.

Le plateau du Shillong se situe en Inde, juste au Nord du Bangladesh (figure 0-3). Il forme une frontière naturelle entre ces deux pays. Adjacent à la chaîne Indo Birmane, il couvre la totalité de la surface de l'état indien de Meghalaya (environ 15 000km<sup>2</sup>) dont la capitale est la ville appelée Shillong. Cet état fait partie des « seven sisters », les sept états enclavés entre le Bangladesh, la Birmanie, la Chine et le Bhoutan et parcouru par le Brahmapoutre (états Meghalaya, Manipur, Tripura, Assam, Mizoram, Nagaland, Arunashal Pradesh). Le plateau du Shillong s'élève à une altitude moyenne de 1000m.

#### e. Birmanie ou Myanmar ?

Lorsqu'on travaille dans cette partie du monde, le problème du nom de la Birmanie (ou Myanmar) s'impose de lui-même. En réalité, le problème ne concerne pas seulement le nom du pays mais aussi l'ensemble des dénominations de lieux qui y est employé. Deux noms existent pour la plupart des villes, états et rivières. Il peut en résulter parfois une certaine confusion.

Pour connaître la raison de cette double dénomination, il faut remonter à l'époque coloniale. La Birmanie a fait partie de l'Empire britannique des Indes de 1826 à 1947. Ce sont les Anglais qui ont introduit le terme de 'Burma' pour désigner le pays. 'Bamar' désigne l'ethnie majoritaire du pays ainsi que la langue birmane. En birman, le mot 'Myanmar' se réfère à l'ensemble du pays (depuis le 13<sup>ème</sup> siècle et les rapports de voyages de Marco Polo). C'est à la suite du soulèvement de 1988, puis des élections de 1989, que le gouvernement militaire birman a changé l'ensemble des noms utilisés pendant toute la période coloniale pour les transformer en noms birmans tirés de l'usage courant.

Ce changement n'a pas été reconnu par l'ensemble de la communauté internationale.



L'Angleterre, par exemple, continue à utiliser le terme 'Burma', mais l'ONU a adopté le mot Myanmar. Le choix des mots a finalement pris une connotation politique importante. C'est d'ailleurs un des sujets de désaccord entre le gouvernement birman et son opposition. Dans ce mémoire, j'utiliserai la dénomination coloniale. Loin d'être un choix politique, cette dénomination me paraît plus appropriée à l'usage de la langue française. En effet, le mot « Myanmar » désigne à lui seul la cuisine Myanmar, le peuple des Myanmar, la langue Myanmar ainsi que le pays Myanmar. Son utilisation est confuse en français. Par souci de cohérence, je m'attacherai à utiliser les termes datant de l'époque coloniale pour l'ensemble des noms de villes, états et rivières auxquels je ferai référence. J'indiquerai cependant autant que possible leur équivalent birman à leur première apparition.

### **III. Les données acquises et exploitées lors de cette thèse**

Lors de ces trois années de thèse j'ai participé à 6 campagnes dans la région. 3 campagnes en mer et 3 campagnes de terrain. Elles ont toutes eu pour objectif commun l'étude de la déformation induite par le mouvement relatif Inde-Birmanie suivant différentes approches. J'ai pris part tant à l'organisation qu'à la conduite opérationnelle de ces missions. Elles ont joué un rôle central dans mon travail. Je vais donc consacrer quelques pages à la description des campagnes en termes d'outils, de méthodes et d'objectifs. Je préciserai également les parties de cette thèse dans lesquelles les données ont été utilisées.

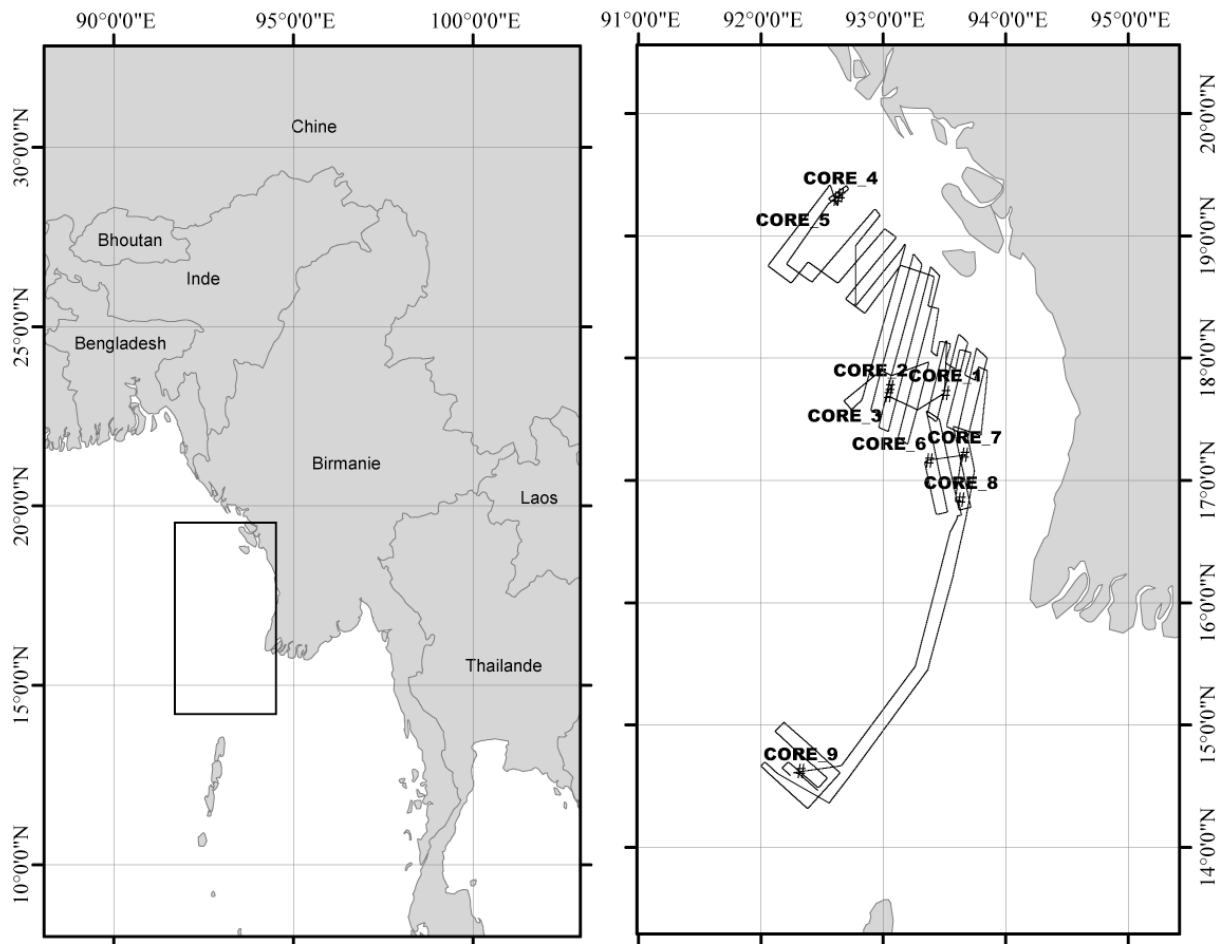
#### *1. Campagnes en mer*

##### a. BENGALE 2005 (MD 146)

Dates : du 26 Avril au 6 Mai 2005

Localisation:

Cette campagne en mer s'est déroulée dans le golfe du Bengale le long de la côte sud Birmane (figure 0-4). Elle complète les données acquises précédemment lors de la campagne ANDAMAN 2000 dans la même zone (Nielsen et al., 2004).



**Figure 0-4 :** Localisation de la campagne BENGALE 2005. Le tracé noir (à droite), montre la zone couverte par le sondeur multifaisceaux et le sondeur de sédiments. Les repères noirs indiquent la positions des carottages.

### Objectifs de la campagne :

L'objectif premier était de repérer et de cartier le front de déformation lié à la convergence Inde/Birmanie. Mais le séisme de Sumatra, qui a eu lieu quelques temps avant, en Décembre 2004, nous a conduit à ajouter un deuxième objectif. En effet, la mission GPS conduite quelque mois auparavant (voir plus loin) a mis en évidence le déplacement anormal d'un site GPS proche de la côte sud pouvant être relié à la rupture cosismique du séisme de Sumatra. De plus, une série de séismes secondaires a affecté la croûte indienne au large de la côte sud birmane dans les mois qui ont suivi la rupture principale. La recherche des traces directes ou indirectes de la rupture du séisme de Sumatra a donc constitué le deuxième objectif de cette campagne.

### Outils et méthodes :

1. Carotteur à haute pénétration CALYPSO de l'IPEV. Neuf carottages en eaux profondes ont été effectués avec une pénétration moyenne de 20m. A bord les carottes ont été analysées, labélisées et scannées sur un banc MST (Ondes P, Susceptibilité magnétique et rayons gamma). Tiphaine Zitter (Postdoctorante au laboratoire de géodynamique du Collège de France) a collecté les fluides interstitiels à l'aide de rizons. Le post-traitement a consisté en

une analyse des fluides et en des datations des carottes sédimentaires collectées.

2. Sondeur multifaisceaux pour obtenir une carte de la bathymétrie et de la réflectivité du plancher océanique. Les données ont été traitées sur le logiciel CARAIBE (logiciel développé par l'IFREMER) par Alain Rabaute de la société GEOSUBSIGHT. Cet outil devait nous permettre de repérer les structures actives qui émergent à la surface. La résolution verticale du sondeur multifaisceaux est de l'ordre de 10-20m.

3. Sondeur de sédiments (3.5kHz) pour corrélérer les carottages et faire une interprétation ligne-à-ligne des structures observées. Ce sondeur a une pénétration d'une centaine de mètres et donne une image haute résolution des structures en subsurface. Le sondeur permet d'avoir une vision en trois dimensions des structures observées sur la carte bathymétrique.

4. Mesures magnétiques le long de la plupart des profils avec un magnétomètre remorqué. On peut déduire de ces mesures des informations sur la structure et la nature de la croûte (susceptibilité magnétique, anomalies magnétiques, etc....)

Une partie des données de bathymétrie et de sondeur de sédiments de cette campagne seront exploitées dans le Chapitre III (section II). En combinant ces données marines aux données géodésiques acquises dans le Sud de la Birmanie, j'ai contraint la possible propagation de la rupture cosismique du séisme de Sumatra le long de la côte sud birmane. Cette étude fait l'objet d'un article en préparation.

#### b. MARTABAN 2006 (MD 154)

Dates : du 15 au 31 Mai 2006

Localisation :

Cette campagne s'est appuyée sur les deux précédentes missions d'exploration de la zone (ANDAMAN 2000 et BENGALÉ 2005). Elle couvre la même zone et la complète vers l'Ouest en 'deep-offshore' jusqu'à 91°30'E (figure 0-5). L'ensemble des eaux territoriales birmanes ont été couvertes de 14°N à 20°N.

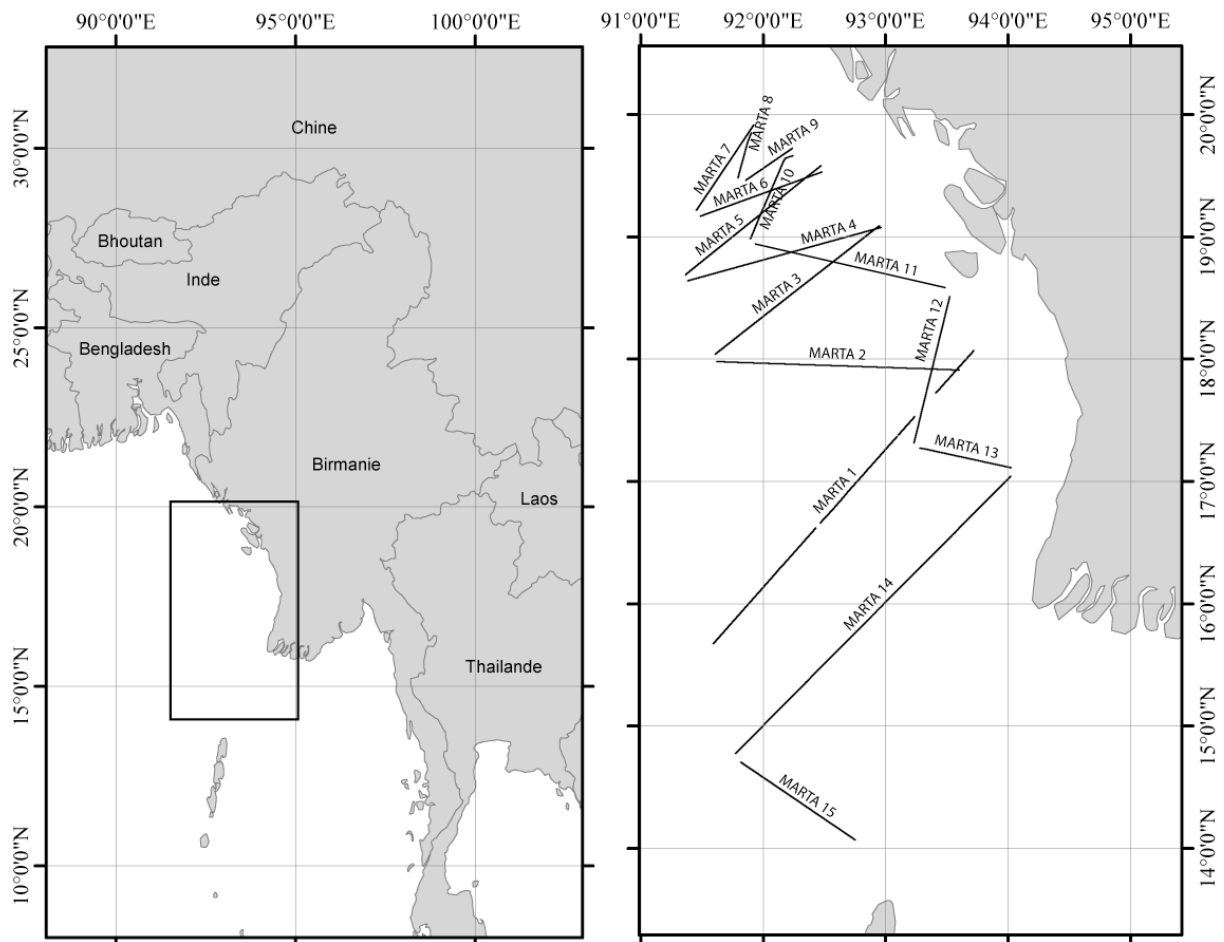
Outils et méthodes :

1. 15 profils de sismique réflexion longue écoute (15s) ont été acquis avec un streamer de 4.5km de long et une source de 2500cu-inch. Avec cette configuration il est possible d'imager

toute la pile sédimentaire jusqu'à la croûte. En privilégiant les basses fréquences on espérait voir la structure même de cette croûte du bassin du Bengale.

2. Sondeur de sédiments (3.5kHz). En négligeant les hautes fréquences sur la sismique réflexion on perd en précision dans la première seconde de sédiments. Le sondeur de sédiments à hautes fréquences comble en partie cette lacune.

3. Nous avons aussi acquis des données de sondeur multifaisceaux pour compléter la carte bathymétrique dans les zones plus profonde jusqu'à 300km au large des côtes sud birmane.



**Figure 0-5:** Localisation de la campagne MARTABAN 2006. Les lignes (à droite) indiquent la position des profils sismique acquis lors de cette campagne.

### Objectifs :

Les objectifs étaient centrés autour de la nature et la structure de la croûte du Bassin du Bengale. Le premier objectif était d'imager la terminaison nord de la ride de 90°E dont la présence à ces latitudes ( $> 17^{\circ}\text{N}$ ) n'avait pas encore été démontrée. Le deuxième objectif était de déterminer la nature de la croûte du golfe du Bengale qui était jusque-là assez mal contrainte: océanique, continentale ou continentale amincie ?

Les données de sismique réflexion ont été utilisées dans le Chapitre III (section II). Elles

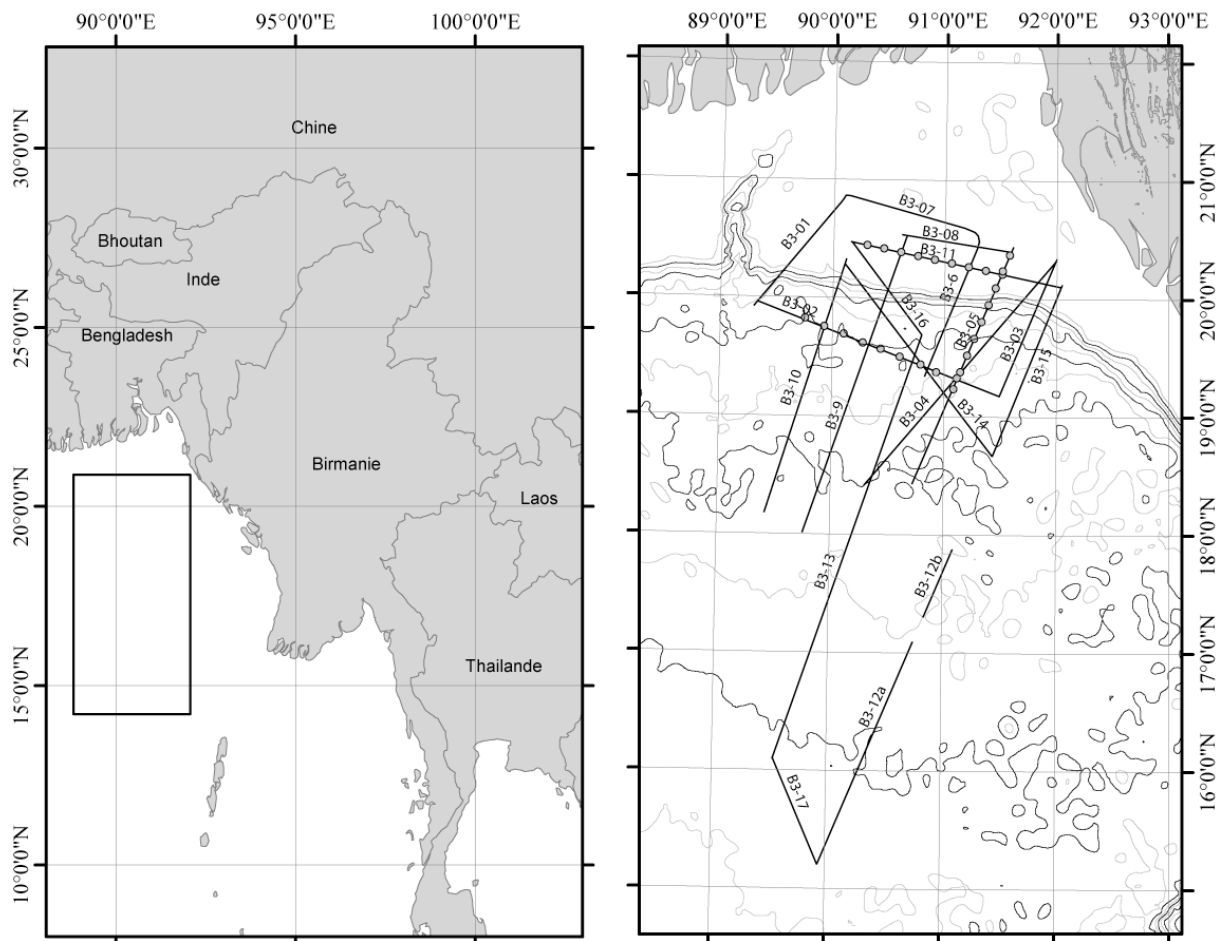
fournissent des contraintes supplémentaires sur les failles qui pourront avoir rompu dans la plaque indienne pendant et après la rupture du séisme de Sumatra. Ces lignes sismiques ont aussi été largement utilisées pour imager la ride de 90°E dans le Chapitre V (section II). Ce dernier a fait l'objet de la rédaction d'un article soumis pour publication dans la revue « Marine Geology ».

### c. BENGAL 3 (2007)

Dates : du 12 Décembre 2007 au 6 Janvier 2008

#### Localisation :

Au nord du Golfe du Bengale, cette campagne a couvert l'ensemble des eaux territoriales du Bangladesh en « deep-offshore » (figure 0-6). Nous avons tiré des profils sismiques jusqu'aux eaux internationales, au centre du bassin du Bengale. La zone couverte est située directement à l'Ouest de la précédente campagne sismique dans les eaux birmanes.



**Figure 0-6:** Localisation de la campagne BENGAL 3 (2007). Les lignes (à droite) indiquent la position des profils sismiques acquis lors de cette campagne. La bathymétrie est tirée de Sandwell et Smith (1997).

#### Outils et méthodes :

1. 19 profils de sismique réflexion à 20s d'écoute (source de 5260cu-inch) et avec un streamer de 8.9km ont été acquis dans le nord du bassin du Bengale. Cette configuration a permis d'imager clairement la croûte et sa structure jusqu'au Moho et même en dessous.

2. Des OBS (Ocean Bottom Sismometer) ont été largués le long de certains tracés. En combinant les données de sismique réfraction et les données de sismique réflexion on obtient de fortes contraintes sur l'épaisseur de la croûte. Les OBS apportent les informations de vitesse qui nous renseignent sur la nature de cette croûte.

### Objectifs :

Le premier objectif était de compléter l'image de la ride de 90°E dont on n'avait pu observer que le flanc Est dans les eaux birmanes. Le deuxième objectif majeur était de déterminer la nature de la croûte dans le nord du bassin du Bengale. La mission précédente n'avait pas pu répondre fermement à cette question. Cette mission dans les eaux bengalies, avec le renfort de la sismique réfraction, devait dissiper les doutes à ce sujet. Le dernier objectif était de repérer des signes de déformations dans cette partie du golfe du Bengale. Nous suspicions l'existence d'une structure tectonique responsable de la forme remarquablement linéaire de la plateforme continentale (figure 0-6).

## *2. Campagnes à Terre :*

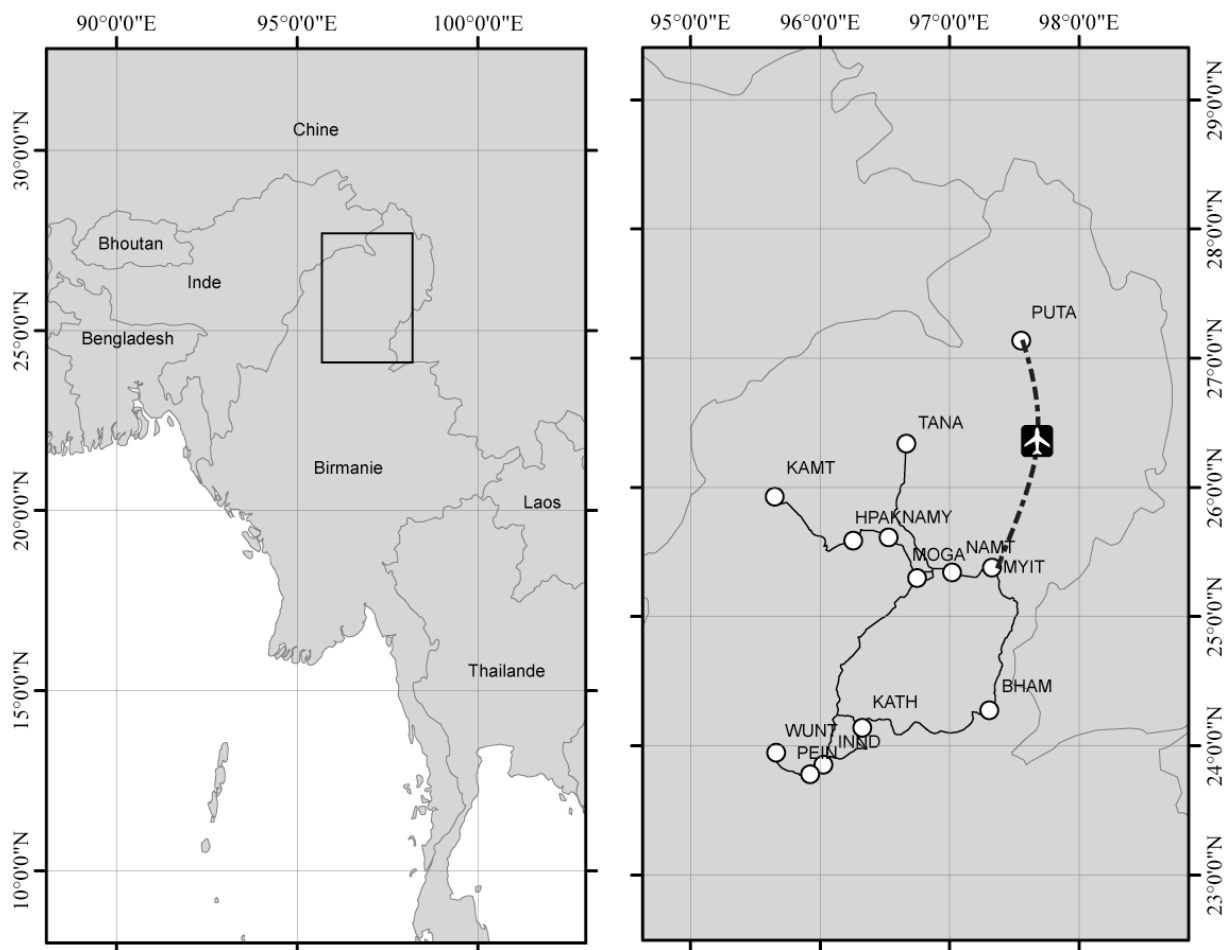
### a. GIAC 2005:

Dates : du 17 Février au 14 Mars 2005

### Localisation :

Cette mission a eu lieu dans le quart Nord de la Birmanie, dans l'état de Kachin (figure 0-7). Le réseau GPS (Global Positioning System) que nous y avons installé est à 200km au nord de celui précédemment mis en place, en 1998, au centre de la Birmanie, dans l'état de Mandalay (Vigny et al., 2003).





**Figure 0-7:** Localisation de la mission GIAC 2005 dans le Nord de la Birmanie. Le tracé (à droite) indique le chemin parcouru lors de la reconnaissance géologique préalable à l'installation du réseau GPS. Les repères noirs représentent la position des sites GPS du réseau Nord Birman.

### Outils et méthodes :

1. Lors de cette campagne nous avons installé puis mesuré 13 sites GPS temporaires dans le nord de la Birmanie. Cette mission a été réalisée en collaboration avec Frédérique Masson (enseignant-chercheur à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg).

2. Reconnaissance géologique et structurale préalable : il est essentiel d'effectuer une reconnaissance géologique des sites GPS avant leur installation et leur mesure. D'une part, il faut avoir une idée assez claire des structures susceptibles d'être à l'origine des mouvements enregistrés. D'autre part, il faut s'assurer que les sites soient placés dans une zone aussi stable que possible. Par exemple, un site affecté par un glissement de terrain entre deux campagnes de mesure, montrerait un mouvement dont on ne pourrait distinguer la composante liée à l'activité tectonique.

### Objectifs

Le réseau GPS installé au nord de la Birmanie s'inscrit dans le projet GIAC (Geodynamic of India Asia Collision). C'est un projet qui a débuté en 1998 par l'installation d'un réseau GPS autour de la faille de Sagaing dans sa partie centrale. Ce premier réseau a permis de déterminer le taux de décrochement sur la faille de Sagaing : 18mm/a (Vigny et al., 2003). La terminaison septentrionale de cette faille majeure est composée de 4 branches. Le premier objectif du réseau installé lors de cette mission GIAC 2005 était de détecter les branches actives de la terminaison nord de la faille de Sagaing. Le deuxième objectif était d'observer l'évolution du taux de décrochement de la faille de Sagaing vers le nord. Les variations de taux de partitionnement proposées par certains auteurs le long de la marge Indo-Birmane (Nielsen et al., 2004) peuvent être accompagnées d'une variation significative de ce taux de décrochement.

La campagne de mesure du réseau Nord a eu lieu quelques mois après le séisme de Sumatra du 26 Décembre 2004 dont la rupture se serait arrêtée au sud de la Birmanie. Nous avons donc décidé de remesurer deux stations GPS installées dans le sud de la Birmanie afin de quantifier les effets du séisme dans cette région. Ces mesures ont montré le déplacement anormal du site LAUN, placé sur la côte sud-ouest du pays. Ce déplacement anormal peut s'expliquer par la propagation de la rupture du séisme de Sumatra jusqu'à 18°N.

Ces résultats sont discutés dans le Chapitre III (section II) et font l'objet de la rédaction d'un article en préparation. La méthode de mesure et de traitement pour le réseau GPS Nord birman sont détaillées dans l'Annexe 2.

#### b. ARAKAN 2006

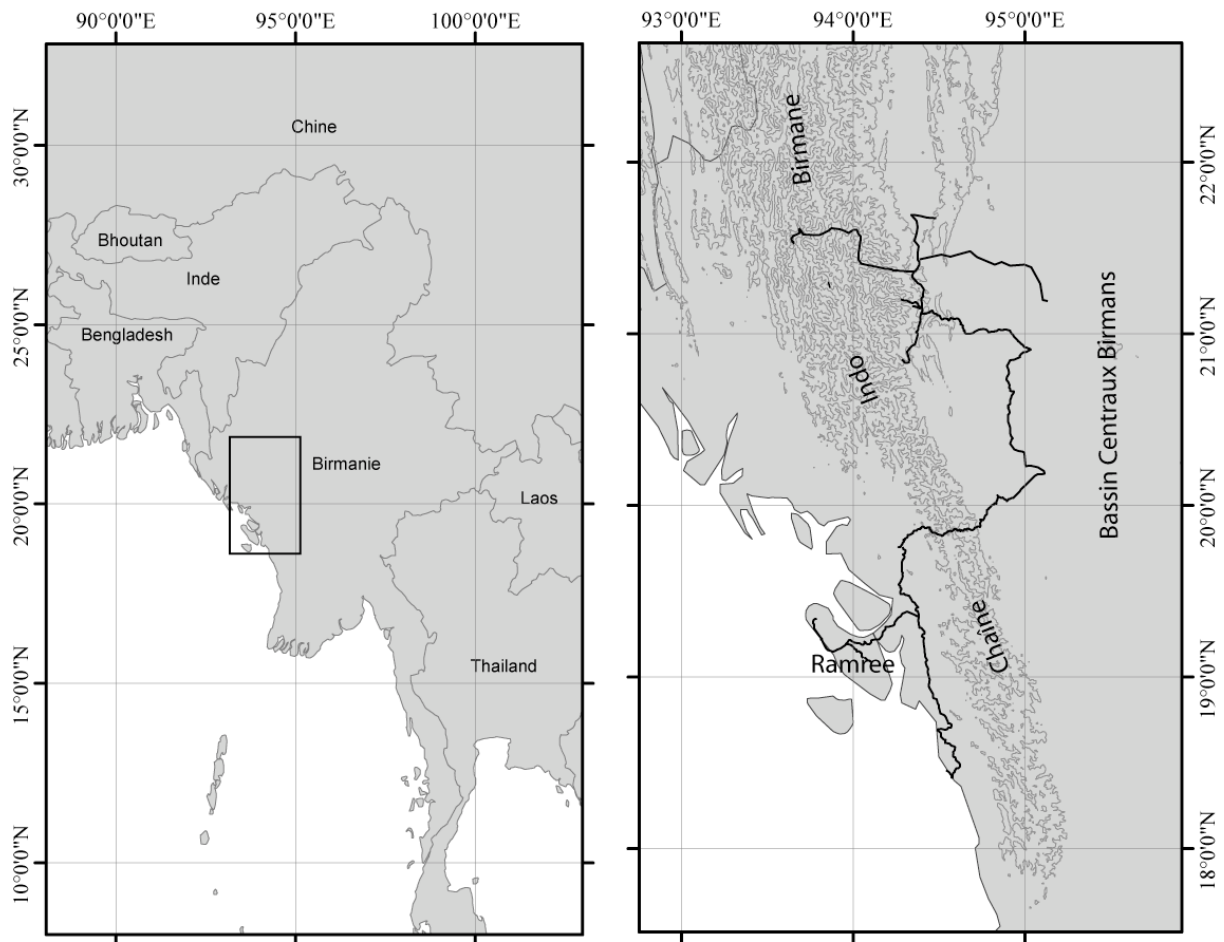
Dates : du 24 Avril au 12 Mai 2006

#### Localisation :

Cette mission géologique de terrain s'est déroulée dans les états Chin et Arakan (Rakhine) dans l'ouest de la Birmanie (figure 0-8). Deux coupe principales ont été réalisées au travers du prisme Indo-Birman: l'une à 21°30'N et l'autre à 19°30'N. La première coupe s'arrête dans les zones internes et la seconde traverse toute la chaîne. Entre les deux coupes nous avons fait plusieurs incursions dans le cœur métamorphique de la chaîne.







**Figure 0-8:** Localisation de la mission ARAKAN 2006 dans le Nord de la Birmanie. Les contours de la topographie (tout les 500m) sont représentés pour situer l'étude par rapport à la chaîne Indo-Birmane.

#### Outils et méthodes :

1. Etude sédimentologique des unités détritiques des zones internes. Un sédimentologue de Total nous a accompagné sur le terrain pour observer, échantillonner et finalement comparer les sédiments détritiques du prisme et des bassins centraux birmanes. Certains échantillons ont aussi pu être datés chez Total Pau par des méthodes biostratigraphiques classiques (nannos, forams, pollens...).
2. Echantillonnage de grès triasiques de la chaîne Indo-Birmane dans le but d'en faire une étude paléomagnétique. Par désaimantation nous espérons atteindre l'ATR (Aimantation Thermique Rémanente) qui nous donnerait accès à la paléolatitudes.
3. Etude structurale de la chaîne le long de deux grandes coupes. La chaîne Indo-Birmane ayant été assez peu étudiée jusqu'ici, les contacts entre les différentes unités géologiques qui composent cette chaîne sont mal documentés. Cette mission ne devait pas fournir une étude structurale de détail mais donner une vue d'ensemble des unités géologiques et de leurs relations. Nous avons observé les failles majeures qui affectent la chaîne Indo-Birmane et décrit les styles tectoniques dans les zones internes.

### Objectifs :

L'objectif de l'étude paléomagnétique était de retrouver la paléolatitudes de la microplaque birmane et de tester son appartenance au bloc Inde ou au bloc Lhasa. Les mesures de désaimantation n'ont pas donné de résultats probants. Il est fort probable que les échantillons aient été ré-aimantés récemment par des processus d'érosion. Je présenterai la méthode, les résultats et leur interprétation en Annexe 1.

L'objectif de l'étude sédimentologique était de tester l'hypothèse d'un soulèvement post-Eocène de la chaîne. Pour vérifier cette hypothèse nous devons comparer les sédiments éocènes de la chaîne Indo-Birmane à ceux des bassins centraux sur la base des critères de composition, de nature et de direction d'apport. Les résultats des datations et les informations sur les milieux de dépôts m'ont été particulièrement utiles dans mon étude de la structure de la chaîne Indo-Birmane au Chapitre IV (section II).

L'étude structurale de la chaîne avait pour objectif d'établir les relations entre les différentes unités géologiques qui la composent. J'ai réalisé une coupe terre-mer au travers de l'ensemble du prisme argumentée sur la base de ces observations et de données industrielles. Nous avons aussi observé et interprété pour la première fois la structure atypique en mini bassins circulaires de l'île de Ramree. Enfin, en combinant ces observations à des données industrielles et aux observations de terrain faites lors de précédentes missions dans le cadre du projet GIAC, je décris l'histoire néogène de l'évolution de cette chaîne. L'ensemble de ces résultats a fait l'objet de la rédaction d'un article publié dans la revue « Tectonics ».



### c. GIAC 2008

Dates : du 6 au 25 Octobre 2008

### Localisation :

Les stations GPS installées et mesurées dans le Nord de la Birmanie en 2005 (voir mission GIAC 2005) ont été remesurées ([figure 0-7](#)).

### Outils et méthodes

1. Remesure du réseau GPS Nord Birman. Toutes les stations ont pu être remesurées excepté la station KAMT situé le plus à l'Ouest, car elle était inaccessible en cette période de fin de saison des pluies. Nous disposons donc d'un intervalle de plus de trois ans entre les deux mesures. Les données ont été traitées à la fin du mois de Novembre avec le logiciel GAMIT-GLOBK sous la supervision de Frédérique Masson (enseignant-chercheur à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg).

2. J'ai conduit une analyse géologique et structurale de détail le long du profil sud (stations KATH, PEIN, INND, WUNT, [figure 0-7](#)) au travers du faisceau de failles de Sagaing. L'ensemble des failles a pu être observées.

### Objectifs

Cette mission GPS est associée à celle de 2005. La remesure trois ans plus tard du réseau GPS permettra de détecter les mouvements tectoniques à la terminaison septentrionale de la faille de Sagaing.

## **IV. Organisation du mémoire**

Ce mémoire se compose de 9 chapitres regroupés en quatre grandes parties :

La première partie présente les considérations générales. Il y a l'Introduction, la problématique et le contexte tectonique et géodynamique. Cette partie est surtout à caractère bibliographique.

La deuxième partie vise à décrire les ensembles tectoniques en présence. Il y a tout d'abord le **bassin du Bengale**, dont je détaillerai l'histoire et la structure à l'aide d'éléments bibliographiques et de données de sismiques réflexion et réfraction acquises lors de deux campagnes en 2006 et 2007 (chapitre II). Ensuite j'analyserai la géométrie de la **zone de subduction** ainsi que le style de déformation que l'on peut y observer à l'aide des données sismologiques disponibles (chapitre III). À la fin de ce chapitre, je discuterai de la rupture du séisme de Sumatra qui a eu lieu sur la fosse de la sonde au début de ma thèse (le 26 Décembre 2004). Grâce à des mesures géodésiques réalisées en Mars 2005 dans le Sud de la Birmanie, je propose que la rupture cosismique du séisme se soit propagée jusqu'à 18°N. Enfin, sur la base de données géologiques, sismiques et géodésiques, j'analyserai la déformation de la plaque supérieure et tout particulièrement la structure et l'évolution de la **chaîne (ou prisme) Indo-Birmane** (chapitre IV).

La troisième partie de ce mémoire traite des interactions dont il faut tenir compte pour décrire convenablement la déformation que l'on observe à la frontière de plaque Indo-Birmane. Dans un premier temps, sur la base de données de sismique réflexion acquises en 2006 et 2007, je présenterai l'effet d'une hétérogénéité majeure de la plaque plongeante : le **ride de 90°E** (chapitre V). Ensuite je m'intéresserai à l'effet du **flux crustal Est-Tibétain** sur la tectonique birmane, et plus particulièrement, à son effet sur la zone de subduction Indo-Birmane (chapitre VI). Ce travail, est appuyé par les données géodésiques disponibles.

Dans la quatrième partie du mémoire je résume l'ensemble des résultats puis je défends un scénario d'évolution de la frontière de plaque Indo-Birmane. Enfin une conclusion répondra à la problématique posée au début de ce mémoire et discutera des implications de ce travail.

Les deux annexes détaillent les méthodes de paléomagnétisme et de géodésie en présentant quelques résultats qui ne rentrent pas directement dans le cadre de la thèse.

Enfin, un CD contenant la version numérique de ce manuscrit est fourni .

# Chapitre I: Contexte Géodynamique



<b>I. La collision Inde-Asie .....</b>	<b>34</b>
<b>1. Histoire de la collision.....</b>	<b>34</b>
a. La dérive de l'Inde et sa séparation de l'Australie.....	34
i. Le chemin de l'Inde depuis le Crétacé moyen .....	34
ii. Le divorce Indo-Australien du Miocène supérieur .....	38
b. Début de la collision Inde-Asie.....	41
<b>2. Les modèles de déformation .....</b>	<b>42</b>
a. Déformation localisée et extrusion de blocs.....	42
b. Déformation diffuse et épaissement .....	44
c. Le modèle « mixte ».....	45
<b>3. La cinématique actuelle.....</b>	<b>47</b>
a. L'Inde.....	47
b. La Sonde .....	47
c. Le Tibet.....	49
<b>4. Conclusion .....</b>	<b>51</b>
<b>II. Les unités tectoniques majeurs en Birmanie et régions adjacentes .....</b>	<b>53</b>
<b>1. La mer d'Andaman.....</b>	<b>53</b>
a. Introduction.....	53
b. Morphologie et ouverture par propagateur.....	54
c. Histoire de l'ouverture de la mer d'Andaman .....	57
<b>2. La faille de Sagaing.....</b>	<b>59</b>
<b>3. Les Bassins Centraux Birmans .....</b>	<b>63</b>
<b>4. La chaîne Indo-Birmane (Arakan-Yoma).....</b>	<b>66</b>
<b>5. L'escarpement Shan et la ceinture métamorphique de Mogok.....</b>	<b>67</b>
a. Introduction.....	67
b. Un cisaillement dextre induit par le passage de l'Inde .....	67
c. Une déformation cénozoïque en deux temps.....	69
<b>6. L'arc volcanique en Birmanie.....</b>	<b>71</b>

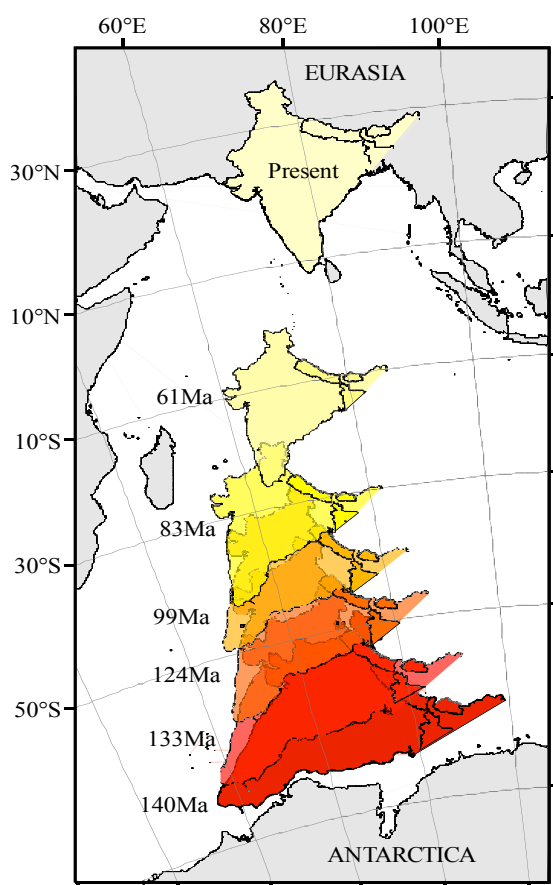
## I. La collision Inde-Asie

### 1. Histoire de la collision

#### a. La dérive de l'Inde et sa séparation de l'Australie

##### i. Le chemin de l'Inde depuis le Crétacé moyen

La construction de l'Asie du Sud-est est reconnue comme étant le résultat de l'accrétion d'une série de blocs continentaux provenant du Gondwana (Sengor et Natal'in, 1996 ; Yin et Nie, 1996 ; Yin et Harrison, 2000). Le dernier de ces blocs entré en collision avec l'Asie est l'Inde. Dès 1924, la déformation intracontinentale observée en Asie a été attribuée à cette dernière collision (Argand, 1924). Je vais ici m'intéresser à l'origine de ce bloc continental et au parcours qui l'a conduit jusqu'à sa collision avec l'Asie.



**Figure I-1:** Parcours de l'Inde depuis 140 Ma jusqu'à 61 Ma. Les autres continents sont représentés dans leur position actuelle pour donner un repère. Les pôles utilisés pour cette reconstruction sont ceux du tableau I-1.

En superposant les anomalies magnétiques de même âge reconnues dans l'océan indien, on parvient à reconstituer cet océan et à retrouver la position de l'Inde avant la dispersion du Gondwana (figure I-1). L'Inde trouve son origine au contact de la côte Est Antarctique (Ramana et al., 2001; Kent et al., 2002; Gaina et al., 2003; Desa et al., 2006). Cet assemblage est confirmé par des données paléomagnétiques et par des similarités lithologiques et structurales (Yoshida et al., 1992).

La plus ancienne anomalie reconnue au large du Sri Lanka et de l'Est Australie est l'anomalie M11 (134 Ma) (Ramana et al., 2001 ; Desa et al., 2006) ou M9 (130.2 Ma) (Gaina et al., 2003) selon les auteurs. L'Inde aurait quitté l'Antarctique il y a 130 ou 134 Ma.

Age	Lat (°)	Long (°)	Rot (°CWN)	Auteur
140 Ma	-2.8	13.2	-90.57	Ramana et al. (2001)
133 Ma	1.5	8.4	-84.95	Ramana et al. (2001)
133-124 Ma	27.32	178.8	-9.82	Gaina et al. (2003)
99 Ma	6.9	3.3	-71.47	Gaina pers. Com.
83 Ma	12.2	7.2	-61	Gaina pers. Com.
61 Ma	15.2	9.5	-40.57	Gaina pers. Com.

**Tableau I-1:** Pôles de rotation utilisés pour réaliser la reconstruction de la figure I-1. Les rotations sont comptées dans le sens horaire par rapport au Nord.

Gaina et al. (2003) ont identifié une séquence d'anomalies (M2 à M9) isolées dans le bassin d'Enderby (figure I-2). Cette séquence suggère un saut de la ride à partir l'anomalie M2 (124Ma). D'après ces auteurs, le saut de la ride pourrait être attribué à la présence du point chaud de Kerguelen, une zone de faiblesse susceptible de localiser l'ouverture.

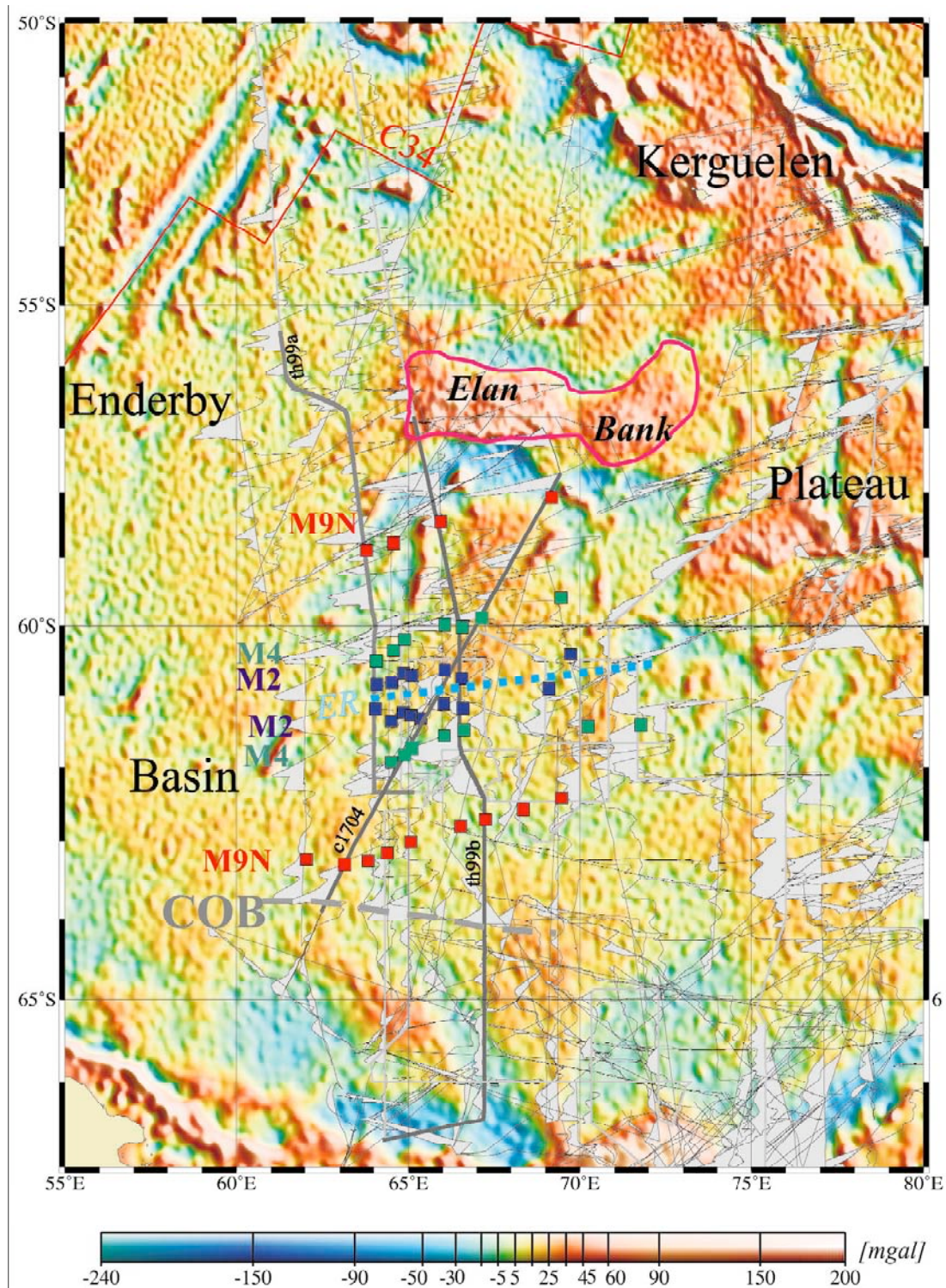
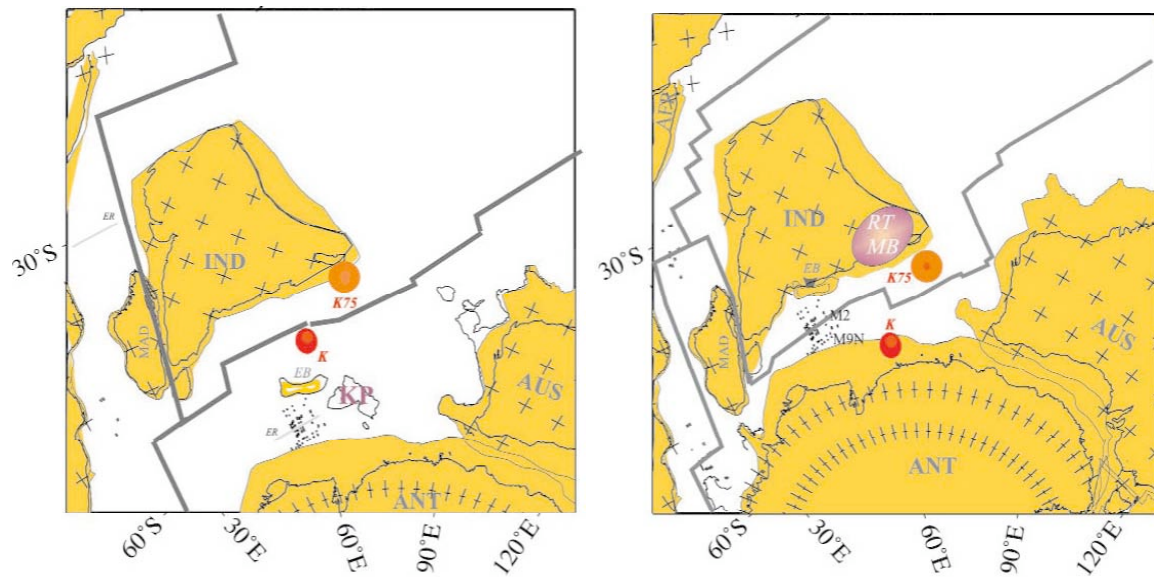
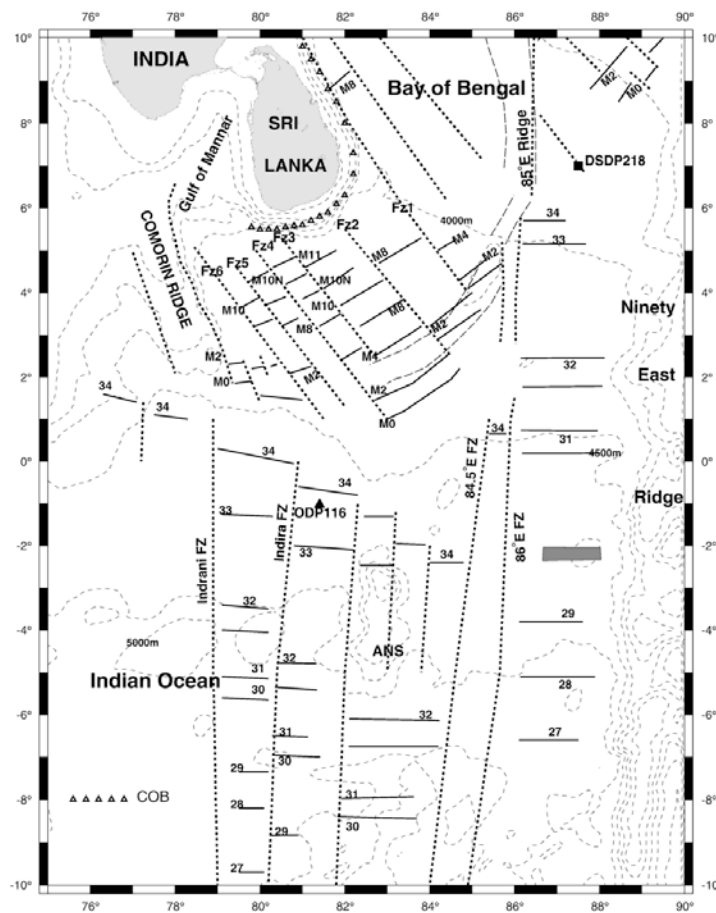


Figure I-2a: (page suivante)



**Figure I-2:** a. (page précédente) les données magnétiques (Gaina et al., 2003) et gravimétriques (Sandwell et Smith, 1997) montrant la séquence d'anomalies M2 à M9N identifiées par Gaina et al. (2003). b. et c : Reconstruction à 124 puis à 99Ma illustrant le saut de la ride après l'anomalie M2, et la capture du micro-bloc d'Elen Bank (EB). KP-Kerguelen plateau. K-Kerguelen hotspot.

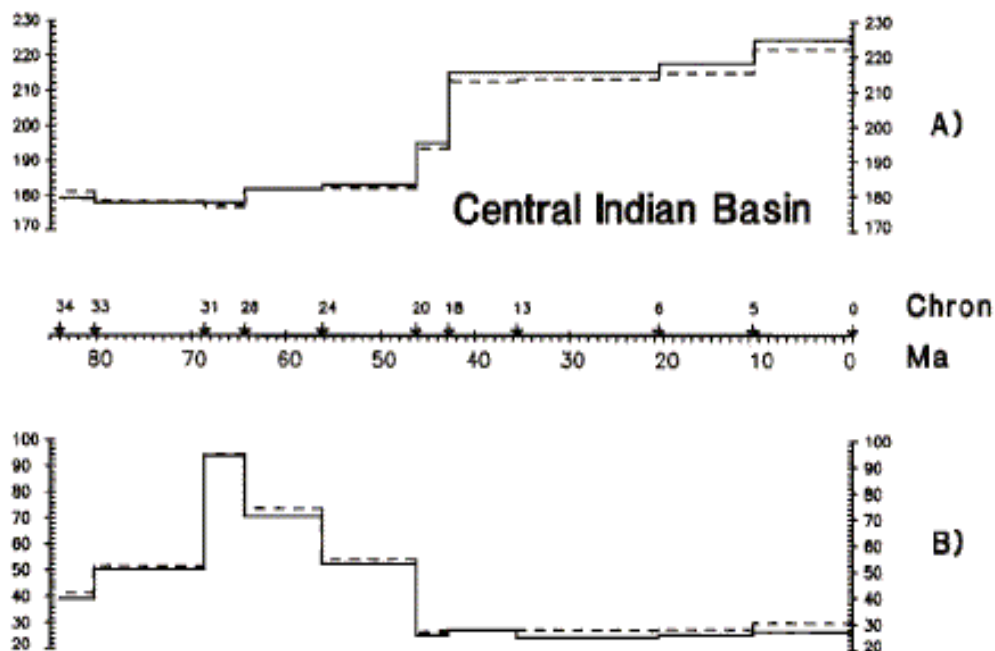


**Figure I-3:** Carte des anomalies magnétiques au Sud du Sri Lanka montrant le changement abrupte de direction des transformantes à partir de l'anomalie 34 (83Ma) (Desa et al., 2006).

Les demi-taux d'extension ont été calculés à 39-30 mm/a dans le bassin d'Enderby et 36-22 mm/a au large du Sri Lanka, entre les anomalies M9 et M2. Il y a une légère asymétrie dans l'ouverture : l'ouverture est plus rapide du côté Antarctique.

A partir de l'anomalie 34 (83-84Ma), la direction d'ouverture change comme le montre la nouvelle direction des transformantes au Sud du Sri Lanka (figure I-3).

Depuis cette période jusqu'à l'anomalie 21 (~50Ma) le mouvement de l'Inde a subi quelques variations de second ordre dans sa direction et sa vitesse (Patriat et al., 1988). Les variations les plus significatives sont celles du demi-taux d'extension qui est passé de 40mm/a, à l'anomalie 34 (84Ma), à 94mm/a à l'anomalie 31 (68Ma) puis a chuté à 30mm/a à l'anomalie 21 (Royer et al., 1989). Le changement drastique de direction et de vitesse entre 45 et 50Ma (figure I-4) est attribué au début de la collision avec l'Asie (Patriat et al., 1988 ; Royer et al., 1989).



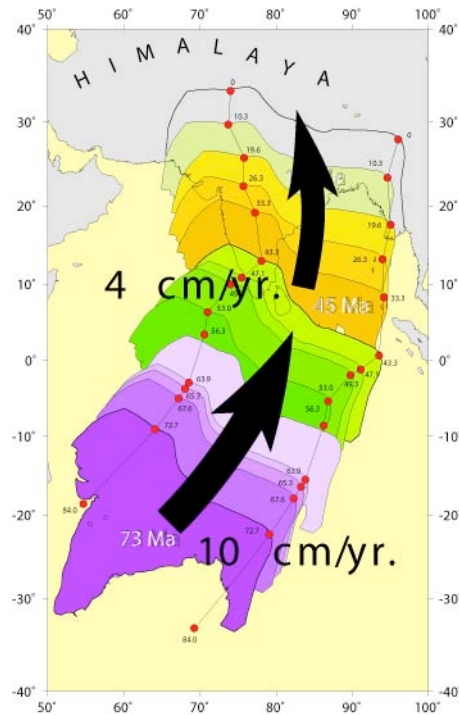
**Figure I-4:** Diagrammes montrant la variation de la direction d'ouverture en °N (A) et du demi-taux d'ouverture en mm/a (B) dans l'océan indien entre 83Ma et l'actuel (Royer et al., 1989).

Alors qu'on s'attendrait à voir l'Inde ralentir progressivement du fait de la subduction de la croûte continentale sous l'Asie, son mouvement vers le Nord se poursuit à une vitesse remarquablement constante (figure I-4). Seule sa direction varie de façon significative (environ 7°) à 10Ma.

La figure I-5 montre le chemin de l'Inde depuis 73Ma, par rapport à sa position actuelle, déterminé en utilisant un chemin cinématique passant par la dorsale de Carlsberg (c'est-à-dire en utilisant les mouvements relatifs Inde -Antarctique, Antarctique - Afrique, Afrique - Amérique, Amérique - Eurasie). Le changement majeur de direction est obtenu autour de 45Ma. La vitesse passe d'environ 100mm/a, avant 45Ma, à 40mm/a depuis la collision. Sur ce chemin de l'Inde on distingue aussi une légère variation de la direction (environ 10°) après 10Ma



Un événement majeur vient effectivement perturber le mouvement de l'Inde autour de 10Ma. Il s'agit de sa séparation d'avec l'Australie que je vais maintenant discuter.



**Figure I-5:** Mouvement de l'Inde depuis 80Ma déterminé en suivant un chemin: Ride Nord Atlantique – Ride Sud Atlantique – Rift Est Africain - Dorsale de Carlsberg (réalisé par Nicolas Chamot-Rooke).

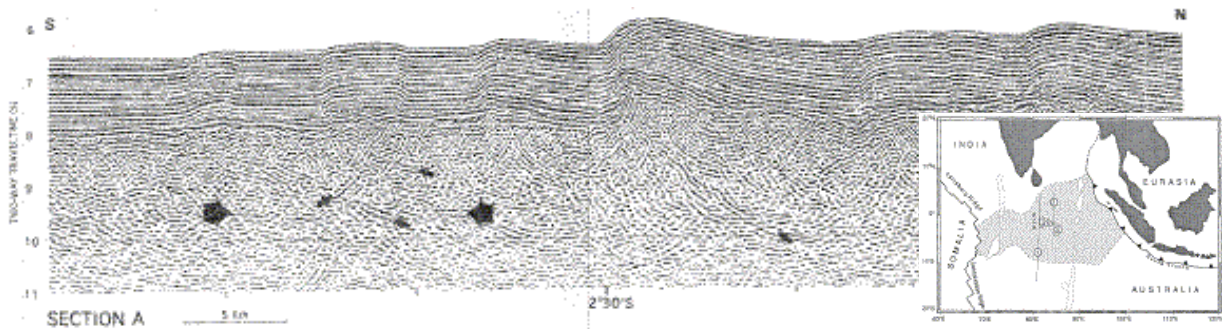
## ii. La séparation Inde-Australie au Miocène supérieur

Par la compilation de 151 séismes, 110 taux d'extension et 46 directions de transformantes, [Gordon et al. \(1990\)](#) ont démontré que l'Inde et l'Australie devaient être traitées comme deux plaques distinctes séparées par une zone diffuse de déformation depuis au moins les derniers 3Ma ([figure I-6](#)).

Le début de cette déformation et séparation a été estimée avoir débuté vers 7-8Ma comme indiqué par l'étude de profils de sismique réflexion et l'intégration des données de forage de sites ODP ([Curry et al., 1989](#)). Cette séparation majeure aurait été précédée par un épisode de déformation moins intense et plus diffuse depuis 18Ma ([Gordon et al., 1998](#)). Sur la base de l'étude du mouvement sur les failles imagées par sismique réflexion dans la zone de déformation ([figure I-7](#)), le taux de raccourcissement entre l'Inde et l'Australie a été estimé à  $6\pm 3\text{mm/a}$  depuis 7Ma ([Chamot Rooke et al., 1993](#)).



*Figure I-6: Localisation de la zone de déformation diffuse entre l'Inde et l'Australie d'après Gordon et al. (1990).*

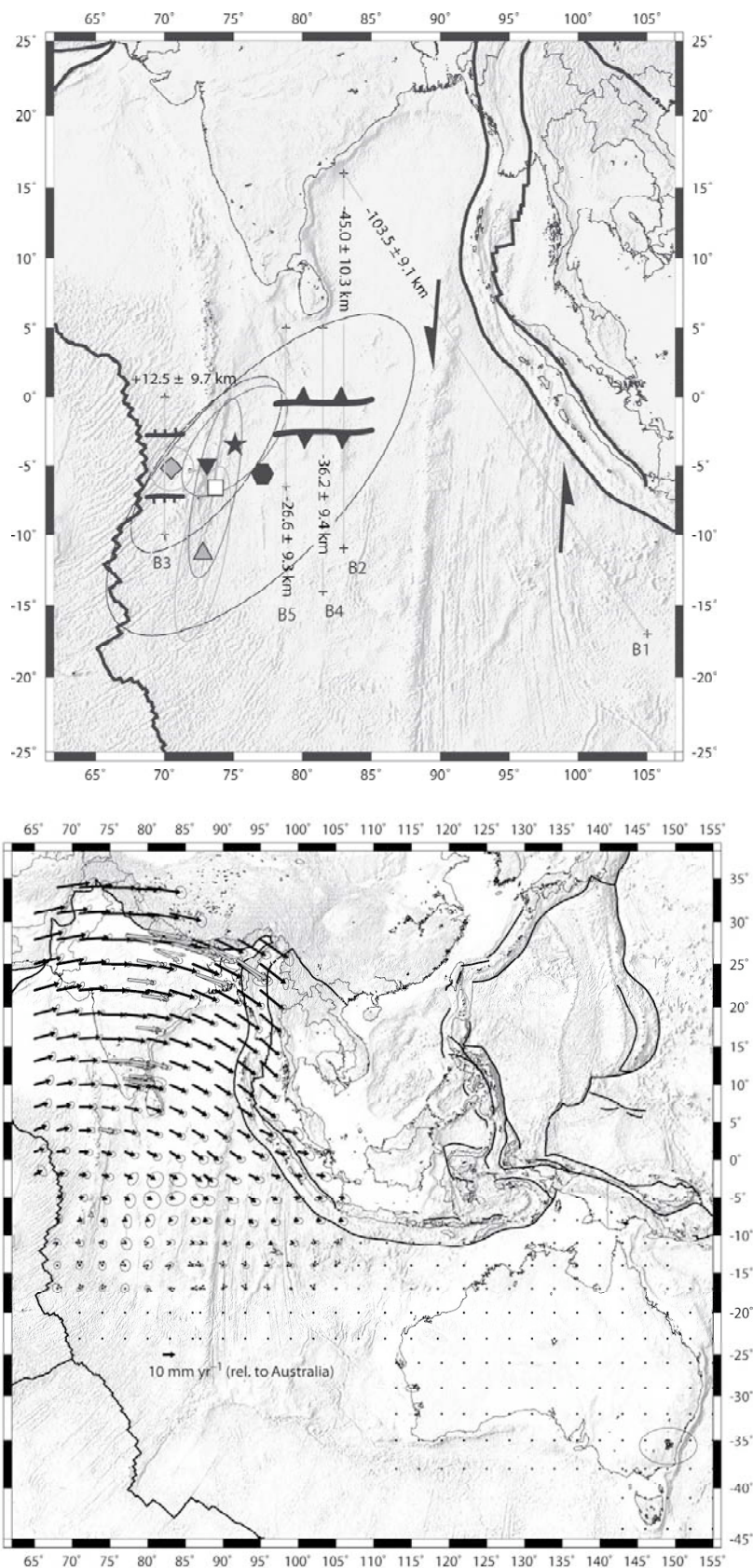


*Figure I-7: Exemple de coupe sismique (section A sur la carte) au travers de la zone de déformation entre l'Inde et l'Australie (Chamot Rooke et al., 1993).*

Par une étude détaillée de la sismicité combinée aux données de géodésie et de flux de chaleur, [Delescluse et al. \(2006\)](#) ont précisé la nature et la quantité de déformation à la frontière Inde-Australie. Pour ces auteurs, cette déformation est accommodée en deux zones distinctes : dans le bassin central Indien en pur raccourcissement Nord-Sud, et dans le bassin de Wharton, situé à l'Ouest de la ride de 90°E, par du décrochement sénestre avec une composante de raccourcissement ([figure I-8a](#)). La ride de 90°E est une discontinuité majeure dans les champs de vitesse et de contrainte ([Delescluse et al., 2006](#)). L'Inde est actuellement animée d'un mouvement vers l'Est de 13 à 26mm/a par rapport à l'Australie ([Delescluse et al., 2006](#)) ([figure I-8b](#)).

Nous verrons plus loin dans ce mémoire que cet événement majeur du Miocène supérieur (7 à 10Ma) a des répercussions significatives sur la tectonique de la subduction Indo-Birmane

puisqu'il peut induire une augmentation significative du taux de convergence entre les deux plaques.



**Figure I-8:** Mise en évidence de la déformation Inde-Australie : en haut: carte montrant la localisation et le style de déformation ainsi que les pôle de rotation Inde/Australie. En bas: champ de vitesse de l'Inde par rapport à l'Australie. D'après Delescluse et al. (2007).

## b. Début de la collision Inde-Asie

L'âge de la collision a été estimé de manière divergente sur la base de nombreuses données distinctes. Je vais me baser ici principalement sur le travail de synthèse réalisé par **Le Fort (1996)**.

- Dans une bande de cisaillement, une amphibole contenue dans une écaille de schistes mafiques mylonitisés a été datée par Ar/Ar à **63Ma** (**Ding et al., 2005**). Les auteurs interprètent cet âge comme celui du refroidissement lors de la remontée le long du cisaillement. Sur la base d'études stratigraphiques, ces auteurs proposent que l'obduction d'une ophiolite ait eu lieu au Paléocène inférieur. Ils assimilent cette obduction au début de la collision.

-La composition minéralogique des sédiments détritiques tertiaires de l'Himalaya, au Nord-Ouest de l'Inde, est marquée par l'arrivée de résidus volcaniques et ophiolitiques à la limite Paléocène-Eocène (**55Ma**) qui est alors interprétée comme la preuve du début de la collision (**Garzanti et al., 1996**).

-Le point de rencontre des APWP (« Apparent Pole Wander Path ») obtenu à partir de mesures paléomagnétiques sur des échantillons provenant du Sud Xizhang (en Inde) et du Nord de l'Himalaya, correspond à **50±3Ma** (**Besse et al., 1984**). Ceci indiquerait l'âge de la collision de ces deux blocs.

-Par une étude détaillée de la mise en place des dernières ophiolites **Searle et al. (1987)** estiment l'âge de la collision à **~50Ma**.

-D'un point de vue stratigraphique, le passage d'un environnement de dépôt marin à continental dans la zone de la suture de l'Indus, pris comme indicateur du début de la collision, est daté de la fin de l'Eocène inférieur (**49Ma**) (**Gaetani et al., 1991; Beck et al., 1993**).

-Nous avons vu, dans la partie précédente, qu'un ralentissement et un changement de direction important de l'Inde a **~47Ma** a été enregistré dans la reconstruction cinématique faite à partir des anomalies magnétiques (**Patriat et al., 1988; Royer et al., 1989**).

-Pour **Ding et al. (2005)** l'âge minimum de la collision est donné par des leuco-granites non déformés (datés à 45Ma) intrudés dans une matrice de schistes pélitiques (**41±3Ma**): **39-45Ma**.

-En marge de l'ensemble de ces travaux, **Aitchison et al. (2007)** proposent un âge de début de la collision à **35Ma**. Ils se basent sur la synthèse d'un certain nombre de travaux réalisés dans les 20 dernières années qui ont revu à la baisse les âges des unités géologiques et structurales réputées comme indicatrices du début de la collision.

La divergence des résultats a été expliquée par un diachronisme Est-Ouest de cette collision (**Dewey, 1988; Uddin et al., 1998**). La collision aurait débuté à l'Ouest et se serait propagée vers l'Est par la rotation antihoraire de l'Inde de plus de 30° depuis 45Ma.

Alternativement, certains auteurs ont proposé une collision Paléocène avec un arc intra-océanique puis la collision Inde-Asie, à proprement parler, à l'Eocène supérieur (**Ding et al., 2005; Aitchison et al., 2007**).

Sans vouloir rentrer dans cette polémique, qui est en dehors de mon domaine d'étude, j'adopterai l'âge communément admis de **45-50Ma** pour le début de la collision indienne, sensu stricto.



## 2. Les modèles de déformation

### a. Déformation localisée et extrusion de blocs

La déformation intracontinentale observée en Asie est le résultat de la collision indienne (Argand, 1924). Plusieurs modèles ont été proposés et testés pour valider cette relation. L'un des plus spectaculaire, et très largement discuté depuis, est le modèle du poinçonnement de l'Eurasie, assimilée dans le modèle à un bloc plastique, par l'Inde, représentée par un bloc rigide (Tapponnier et Molnar, 1976 ; Tapponnier et al., 1982 ; Peltzer et Tapponnier, 1988) (figure I-9). En considérant que le bord Est du système est libre, et en contraignant le système à se déformer horizontalement, les auteurs obtiennent l'extrusion vers l'Est de blocs non-déformés et limités par des structures dont la géométrie reproduit remarquablement celle des failles majeures reconnues en Asie. Ce modèle implique :

- Un mouvement vers l'Est significatif de blocs continentaux non déformés
- La rotation horaire des blocs situés à l'Est du poinçon
- Un mouvement important sur de grandes failles lithosphériques asiatiques.

Le taux de glissement senestre sur la faille qui borde le Tibet au Nord (Altyn-Tagh) a été estimé à 20-30cm/a par le décalage de moraines, de chenaux et de terrasses (Peltzer et al., 1989). Cette estimation a été affinée par la méthode des cosmonucléides qui indiqueraient un taux de glissement de  $26.3 \pm 1.4$  mm/a et  $31 \pm 1.3$  mm/a (Mériaux et al., 2004). Ces estimations semblaient confirmer le rôle majeur des failles décrochantes transverses dans l'accommodation du raccourcissement Inde-Asie. Cependant, les méthodes employées ont été depuis remises en question. Les mesures géodésiques sur ces failles indiquent un taux bien inférieur :  $9 \pm 5$  mm/a (Bendick et al., 2000 ; Shen et al., 2001). Ce faible taux est confirmé par l'étude du décalage de granites post-Miocène inférieur (Yue et al., 2003). Finalement, bien que non-négligeable, les failles d'Altyn-Tagh et de Kunlun jouent un rôle bien moins important que ce modèle ne le prédit. Les défauts du modèle résident dans une rhéologie trop simplifiée et dans une limitation du système à une déformation horizontale.

D'autres auteurs ont essayé de remédier à ces défauts avec une rhéologie plus complexe et en permettant l'épaississement de la croûte (Davy and Cobbold, 1988) (figure I-10). Ils obtiennent un épaississement significatif au front du poinçon et une extrusion minimale vers l'Est. L'extrusion vers l'Est ne participerait donc que pour 20 à 45% dans l'accommodation du raccourcissement Inde-Asie.

Contrairement au premier modèle, dans lequel le poinçon ne pénètre pas réellement dans la plasticine mais l'expulse, une zone majeure de cisaillement apparaît ici sur le flanc Est de l'Inde.

L'autre modèle de déformation défendu par de nombreux auteurs consiste en un épaississement majeur et une déformation diffuse au travers de l'Asie.

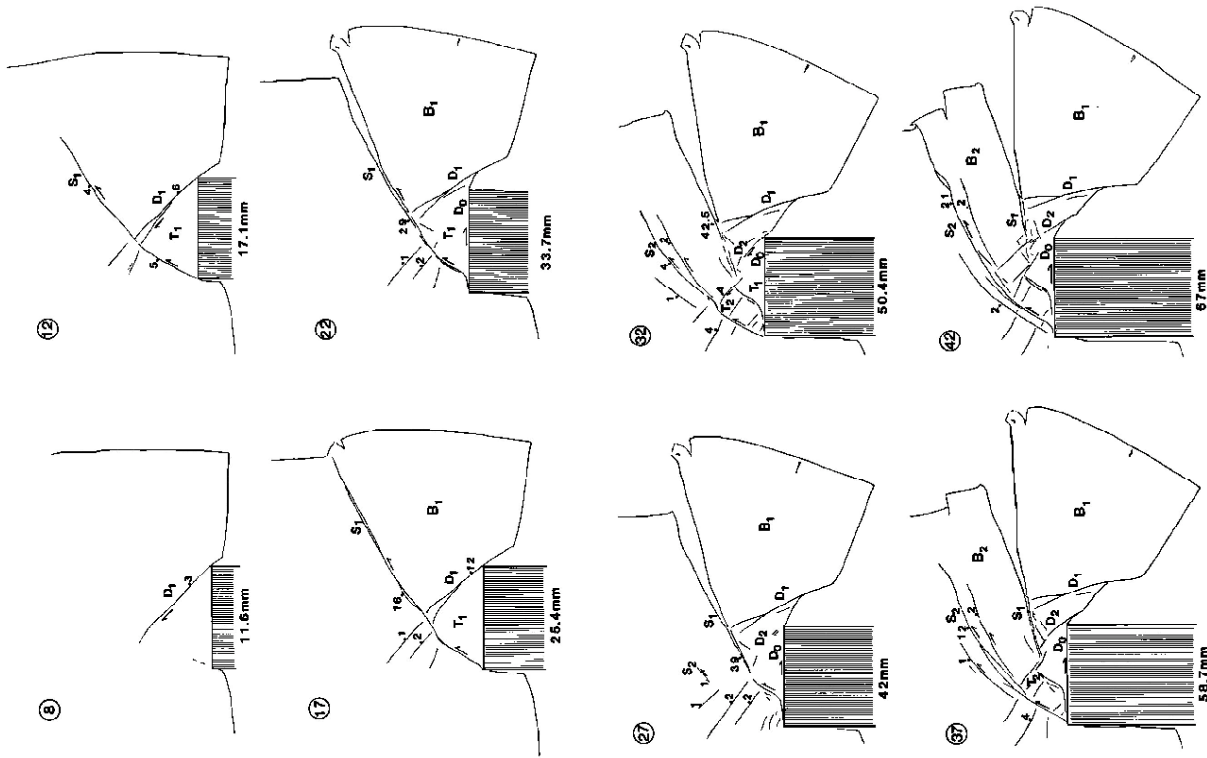


Figure I-9: Expérience de l'indentation rigide plastique comme analogie avec la collision Inde-Asie (Peltzer et Tapponnier, 1988).

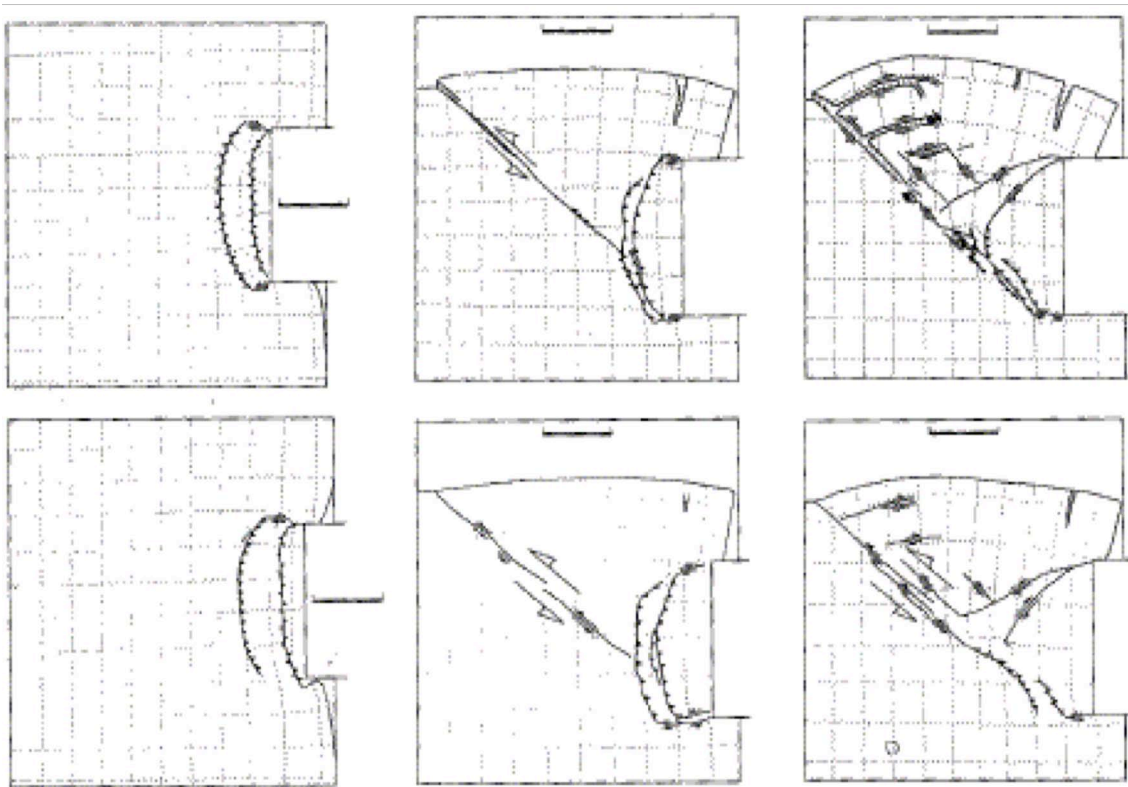
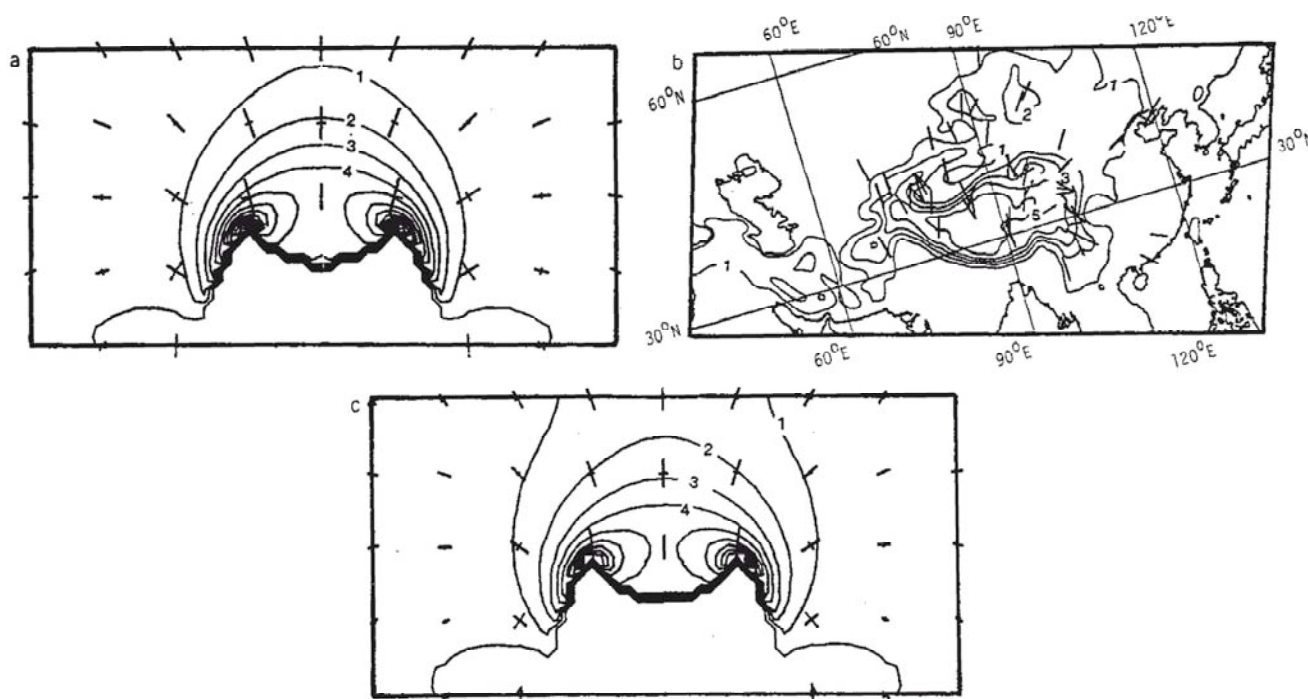


Figure I-10: Expériences de l'indentation d'un milieu plastique par un poinçon rigide avec une rhéologie plasticine-silicone-miel pour le milieu plastique et en autorisant les mouvements verticaux (Davy et Cobbold, 1988). Les trois expériences correspondent à trois degrés de confinement à l'Est du système.

## b. Déformation diffuse et épaissement

Ce modèle de déformation a été testé par un ensemble d'expériences numériques. **England et Houseman (1986)**, par exemple, modélisent la collision Inde-Asie par l'indentation d'une plaque fine visqueuse dont ils contrôlent les paramètres rhéologiques. Ils comparent les axes P des séismes et la topographie du Tibet, à l'orientation des directions principales de contrainte et la topographie que prédisent leur modèle (**figure I-11**). Au premier ordre les similarités sont notables.



**Figure I-11:** Résultat numérique de l'indentation d'une plaque fine visqueuse avec une rhéologie en loi de puissance (England et Houseman, 1986). Comparaison avec la collision Inde-Asie sur la base de la topographie (contours tous les kilomètres) et des axes principaux de contrainte (obtenus par les séismes majeurs d'Asie).

Ce modèle conduit à penser que la convergence Inde-Asie est principalement accommodée par un épaissement crustal diffus avec une extrusion minimale. Cette conclusion a été adoptée par d'autres études du même type (**England and McKenzie, 1982 ; Vilotte et al., 1986 ; Houseman et England, 1996**, par exemple).

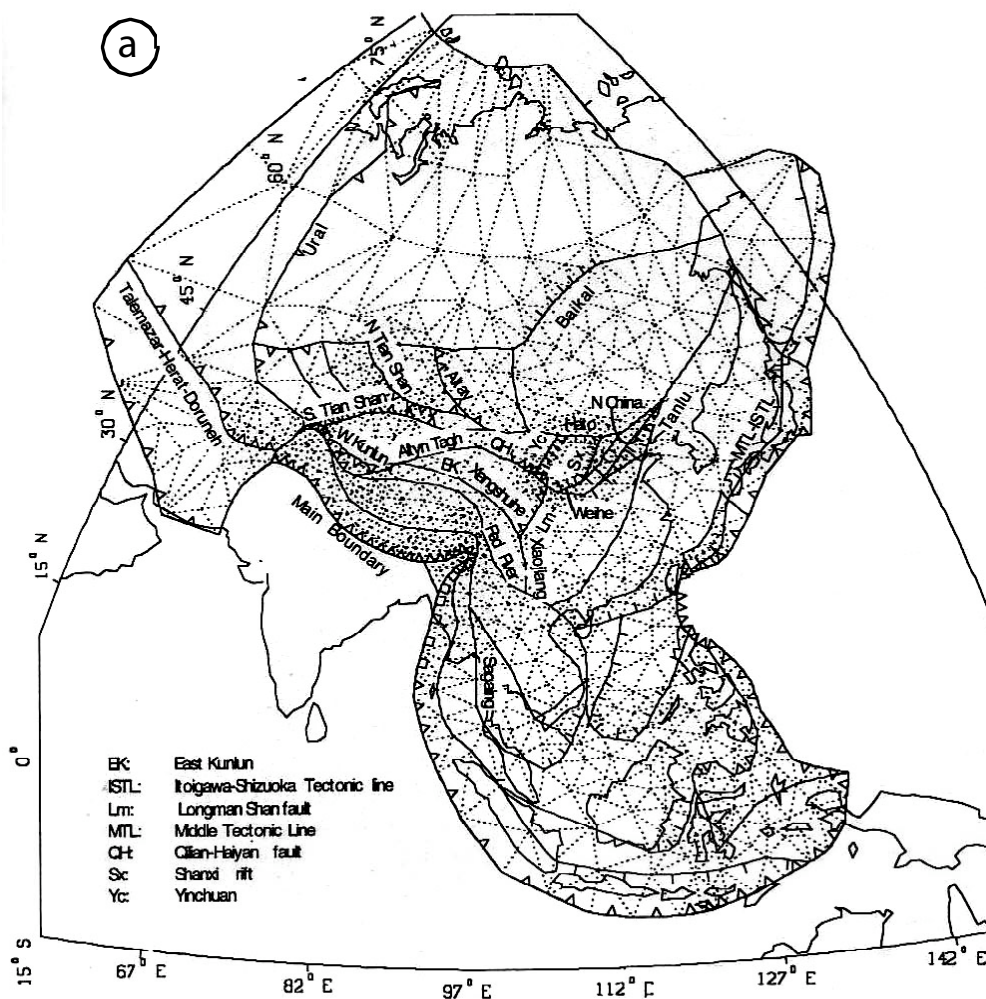
Certains auteurs ont constaté un déficit de croûte sous le Tibet et un excès de croûte distribué uniformément à l'Est du Tibet (**Le Pichon et al., 1992**). Ils en ont conclu donc qu'il y a bien un transfert de matière d'Ouest en Est. De plus, les données GPS récentes confirment un mouvement vers l'Est. Cependant, la question de la distribution de la déformation reste d'actualité. Sur la base de ces données géodésiques, certains parlent de blocs (**Meade, 2007**), et

d'autre de flux diffus de matière (Zhang et al., 2004). La question de la cinématique actuelle est discutée un peu plus loin dans ce chapitre.

### c. Le modèle « mixte »

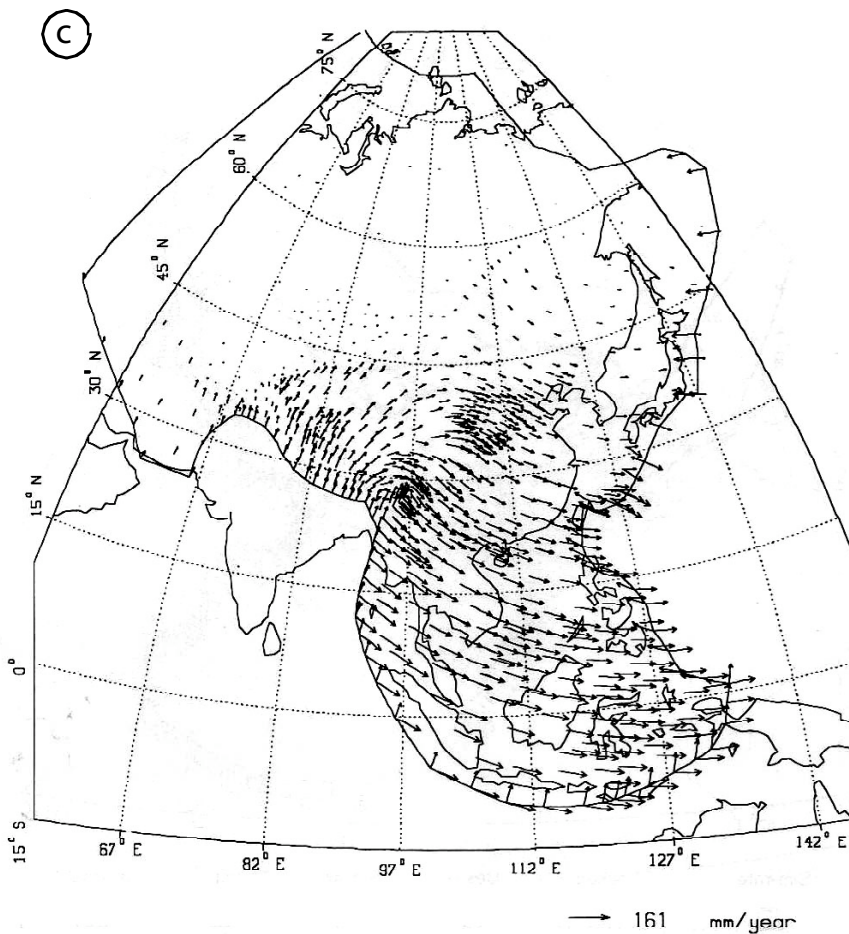
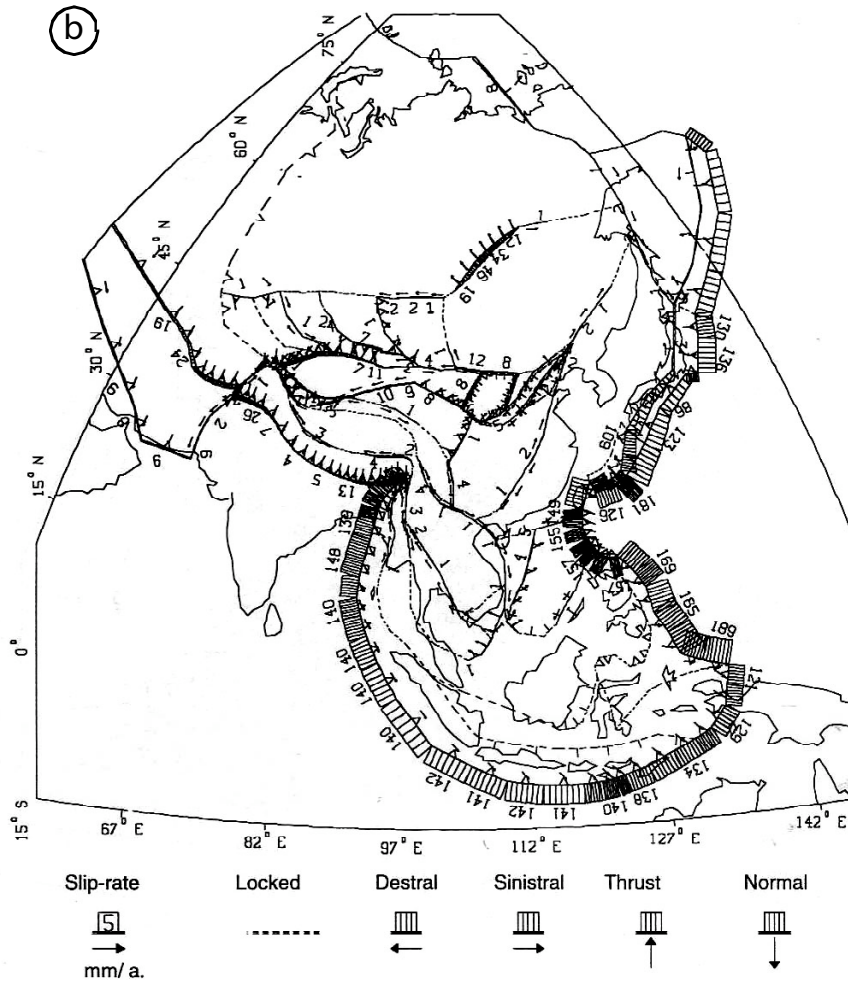
On pourrait imaginer une combinaison entre une déformation diffuse, avec des zones de cisaillement préférentielles, et de l'épaississement crustal. Un tel résultat a été obtenu par la méthode des éléments finis (Kong et Bird, 1996) (figure I-12). Ces auteurs utilisent un modèle de plaque mince soumise aux contraintes de l'indentation, et contraignent leur modèle par des données géologiques, géodésiques et sismologiques. Ils prennent aussi en compte les zones de subduction péri-asiatiques. Ils concluent que la déformation en Asie ne peut s'expliquer ni par un continuum de déformation, car ils obtiennent une friction non nulle même si elle est très faible sur les failles majeures, ni par le mouvement de blocs rigides, car ces failles n'accommodent que 69% de la déformation interne. En revanche ils parlent du fluage de la Chine de l'Est, et du Sud-est asiatique, vers l'Est.

La complication des modèles conduit inexorablement à un compromis entre des modèles extrêmes plus simples.



**Figure I-12:** Modèle de la déformation asiatique par la méthode des éléments finis. **a.** Découpage en éléments finis et géométrie des structures, **b.** Mouvements obtenus sur les failles, **c.** champ de vitesse calculé.





Que ce soit par extrusion ou par épaissement, par déformation localisée ou diffuse, la convergence Inde-Asie a induit une part de déformation significative dans les régions adjacentes. Pour évaluer la déformation active autour de la collision indienne, il faut, en un premier temps, poser les bases de la cinématique actuelle des plaques.

### 3. La cinématique actuelle

Je vais examiner ici la cinématique actuelle des différentes plaques en présence sur la base des données géodésiques. Elles sont toutes placées dans le référentiel de l'Eurasie stable. Il faut noter que ces solutions ne sont pourtant pas facilement comparables entre elles dans la mesure où chaque auteur a pu utiliser une définition différente du référentiel Eurasiatique.



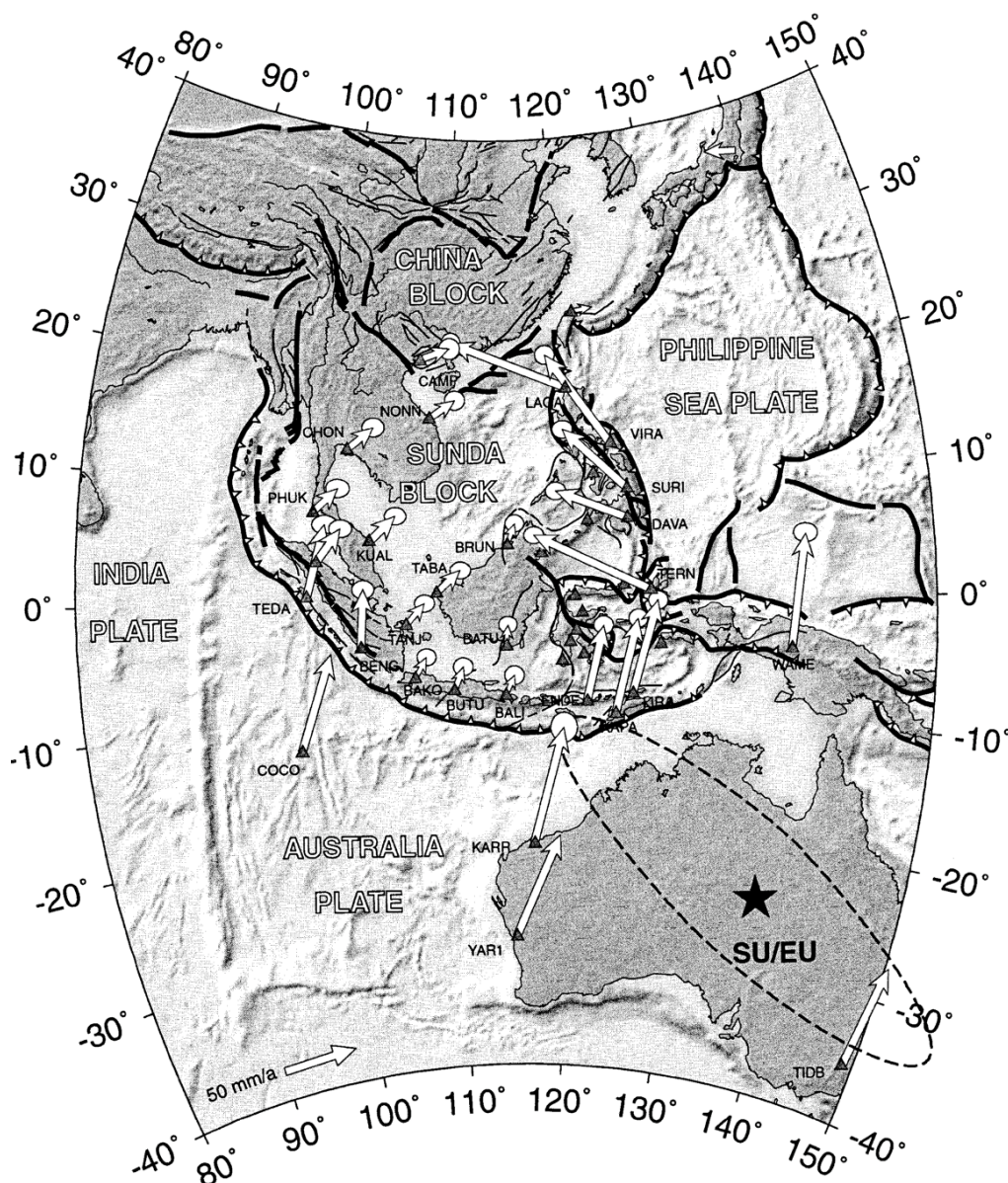
#### a. L'Inde

Les mouvements mesurés aux stations GPS du continent indien montrent qu'il peut être considéré comme rigide (Kreemer et al., 2003; Jade et al., 2007; Socquet et al., 2006). Comme on l'a vu précédemment sur la base de l'étude des anomalies magnétiques, l'Inde semble avoir eu un mouvement relativement constant depuis 50 Ma (Patriat et al., 1988 ; Royer et al., 1989). Le modèle cinématique global NUVEL-1A basé sur les anomalies magnétiques donne une vitesse de l'Inde de 55mm/a. Une récente détermination à partir des données géodésiques donne un mouvement de l'Inde de 39mm/a, par rapport à l'Eurasie, dans la direction N25°E (Socquet et al., 2006). C'est cette dernière valeur qui servira de référence dans la suite de ce mémoire.

La convergence accommodée au travers de l'Himalaya, est estimée à 10-20mm/a (Jade et al., 2007). Cela implique que jusqu'à la moitié de la convergence Inde-Asie est accommodée dans l'Himalaya. Une étude géodésique détaillée de la déformation dans le Nord-Est de l'Inde a montré qu'une convergence de  $16 \pm 0.5$ mm/a est accommodée entre Lhasa et l'Inde suivant une direction perpendiculaire à la chaîne Himalayenne (Jade et al., 2007).

#### b. La Sonde

Le bloc de la Sonde englobe la quasi-totalité de la péninsule indochinoise (Vietnam, Laos, Cambodge, Thaïlande et Malaisie), une partie de l'Indonésie (Bornéo, Sumatra, Java) et l'Est de la Birmanie (figure I-13). L'absence de sismicité significative à l'intérieur de ce bloc permet de l'interpréter cinématiquement comme un bloc rigide. Alors qu'il est cerné par trois zones de subductions, il a été démontré par la géodésie que ce bloc ne subit effectivement pas de déformation interne (Chamot Rooke et Le Pichon, 1999). Il se comporte de façon quasi-rigide dans son ensemble, à l'exception près de sa frontière septentrionale au long de la marge continentale chinoise. Rangin et al. (1990) ont montré que sa frontière orientale permet d'inclure dans ce bloc les bassins marginaux semi-rigides du SE asiatique.



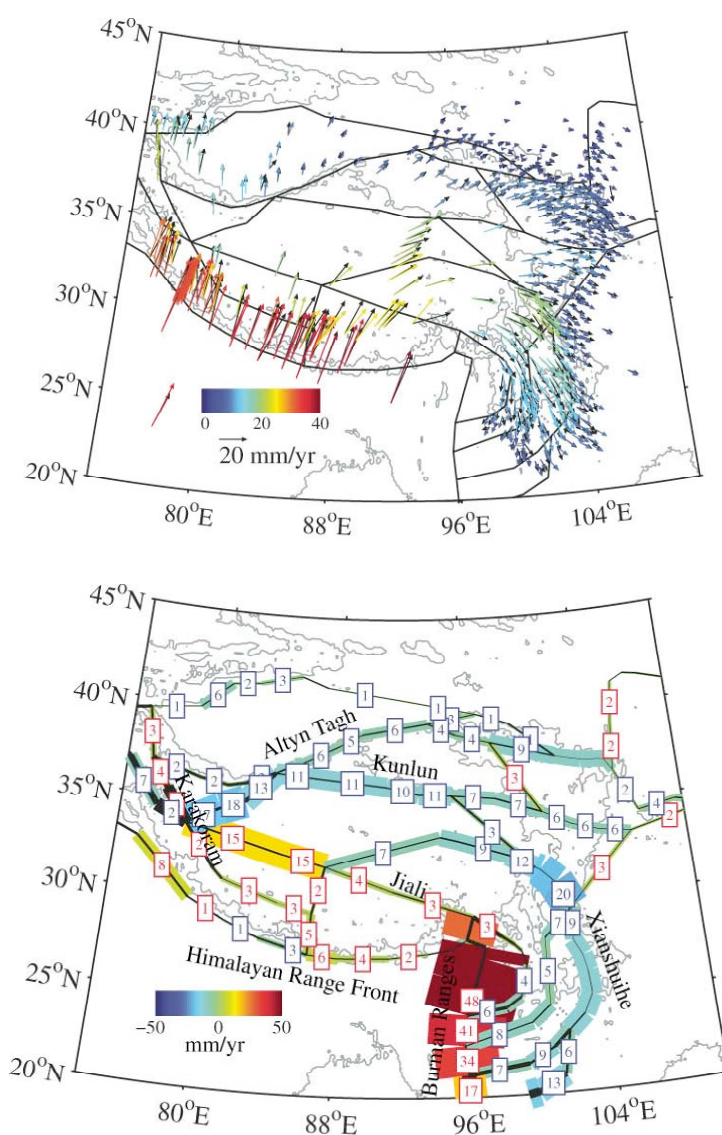
**Figure I-13:** figure montrant le mouvement uniforme de rotation horaire du bloc de la Sonde par rapport à l'Eurasie (Chamot Rooke et al., 1999). Le pôle de rotation est indiqué par l'étoile noire.

Ce bloc de la Sonde est animé d'un mouvement vers l'Est de 10mm/a (au Sud) à 16-18mm/a (au Nord) par rapport à l'Eurasie (figure I-13). Considérant que ce bloc de la Sonde est bloqué au Sud par l'Australie, les causes de son mouvement vers l'Est sont attribuées au cisaillement dextre le long de sa marge Ouest, à l'entraînement vers l'Est par le bloc de la Chine du Sud le long de sa marge Nord, et par la traction le long de la zone de subduction des Philippines sur sa marge Est (Chamot Rooke et Le Pichon, 1999). Le début de son mouvement est attribué sans certitude au changement de direction de la convergence Inde-Eurasie à 8-10Ma.

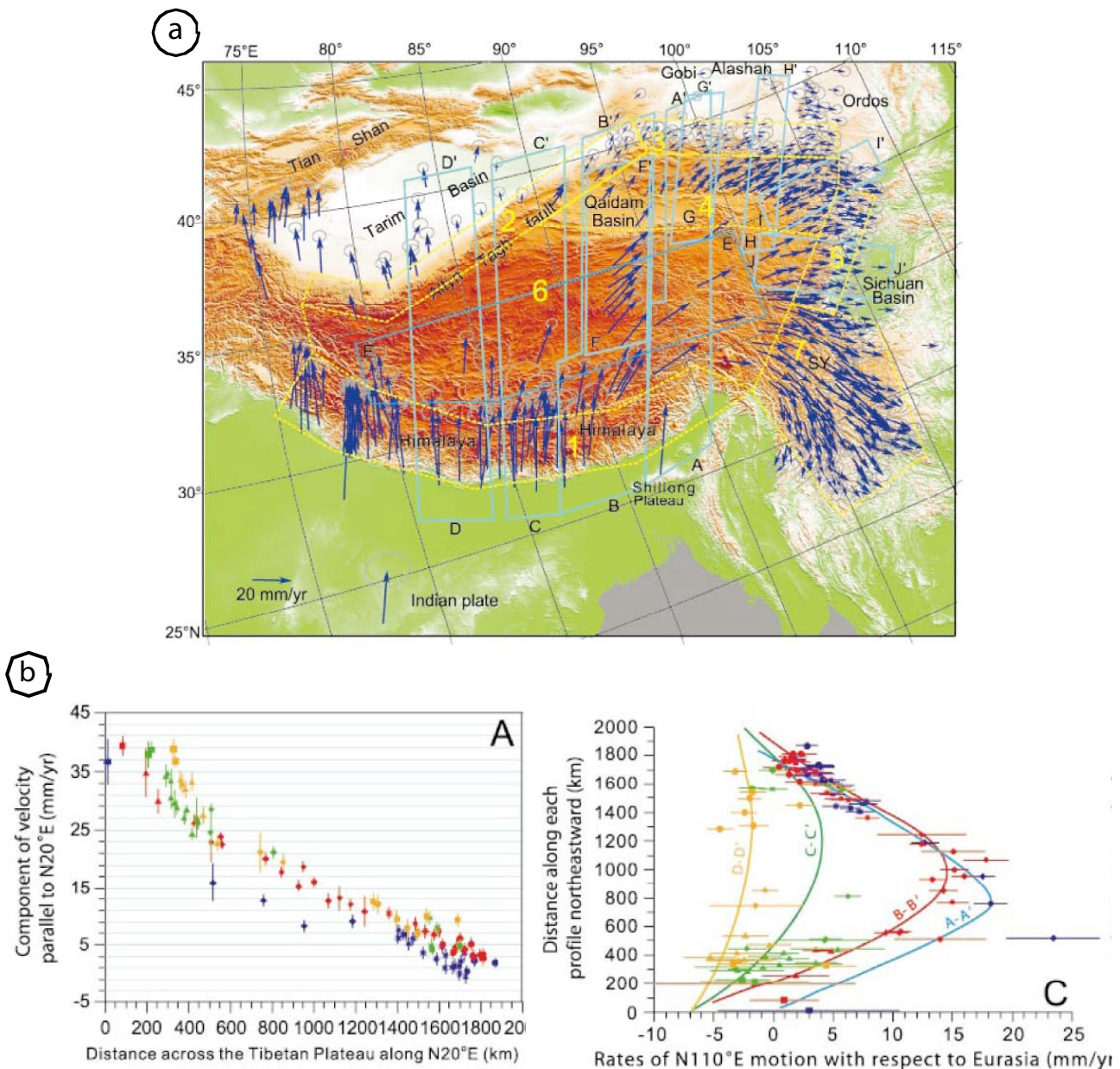
## c. Le Tibet

Comme on l'a vu dans la section précédente, il y a un débat sur le mode de déformation en Asie. Les données géodésiques contribuent grandement à l'avancée de ce débat en termes de déformation active. Ainsi, les 20 dernières années ont vu la prolifération de campagnes de mesures géodésiques en Asie. Si bien que maintenant nous disposons de données actualisées sur plus de 500 sites repartis entre le Nord de l'Inde et le bassin du Tarim (au Nord du Tibet). Bien sûr, ces données ne sont pas réparties de manière homogène géographiquement et temporellement. Cependant, elles constituent une bonne base d'interprétation de la déformation active.

Malgré la grande quantité de données disponibles, le débat entre localisation et dispersion de la déformation reste présent. Ainsi, Meade (2007) parvient à minimiser les déplacements à l'intérieur de 17 blocs élastiques (figure I-14). Son modèle est aussi contraint par la géométrie des systèmes de failles répertoriées, par la sismicité historique et par la mécanique du cycle sismique.



**Figure I-14 :** Modèle de bloc rigide pour la déformation du Tibet contraint par les données géodésiques et par la géométrie des failles cartées (Meade, 2007). Les vitesses GPS sont représentées par rapport à l'Eurasie.



**Figure I-15** : a. Carte montrant les données GPS compilées sur l'ensemble du plateau du Tibet. b. Evolution de la vitesse au travers de coupes orientées N20°E vue par leurs composantes parallèle (A) et perpendiculaire (C) à cet azimuth (Zhang et al., 2004).

En utilisant les mêmes données, Zhang et al. (2004) proposent que le mouvement du Tibet se décrit mieux en termes de flux qu'en termes de bloc rigides (figure I-15a). Ils constatent que ce flux accélère vers l'Est de façon uniforme et que la vitesse diminue très progressivement vers le Nord (figure I-15b).

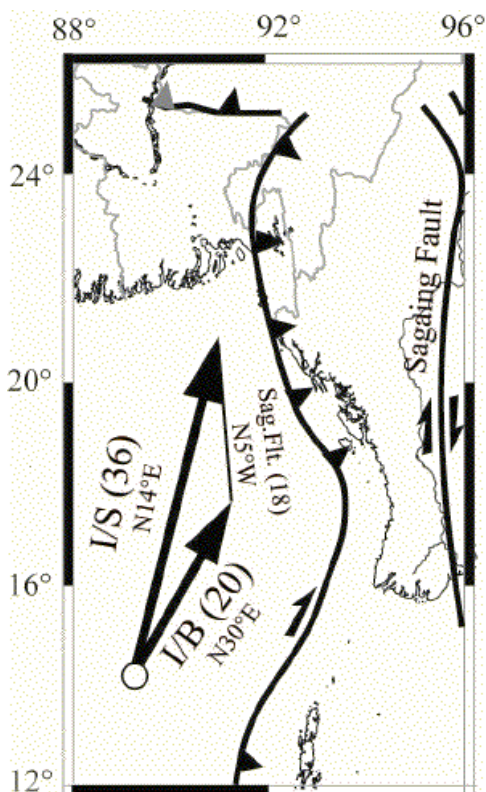
Au-delà de la différence d'interprétation, il ne fait aucun doute que le Tibet est expulsé vers l'Est par rapport à l'Eurasie. De plus, son mouvement ne peut clairement pas être représenté par celui d'un seul et même bloc rigide. Il y a des déformations internes significatives qui

s'expliquent bien en termes de flux. Dans la zone de la syntaxe Est Himalayenne, l'idée d'une description en termes de flux, dont la nature reste encore à déterminer, est communément acceptée. Je discuterai de ce flux et de son effet sur la tectonique birmane plus loin dans ce mémoire (Chapitre V).

#### 4. Conclusion

A partir des données que j'ai présentées dans cette section, je peux établir un calendrier de la dérive de l'Inde.

- 130-134Ma : L'Inde se sépare de l'Antarctique
- 124Ma : La ride saute vers le continent Indien sous l'effet du point chaud de Kerguelen. Elle capture un micro continent (Elan Bank).
- 83-84Ma : La direction d'ouverture change. L'Inde s'éloigne suivant une direction plus Nord-Sud.
- 70Ma : Après avoir accéléré jusqu'à un demi-taux de 100mm/a, l'ouverture commence à ralentir



**Figure I-16:** Vitesses relatives des plaques. I-Inde, B-Birmanie, S-Sonde. Les vitesses sont tirées de Socquet et al. (2006) et Vigny et al. (2003).

- 45-50Ma : La vitesse de l'Inde chute et change de direction. Elle passe à ~58mm/a dans une direction N34°E. C'est l'âge du début de la collision Inde-Asie.
- 8-10Ma : Après une courte période d'initiation (entre 18 et 10Ma), la déformation s'intensifie entre l'Inde et l'Australie, marquant leur séparation définitive à 7-8Ma. Cette déformation est diffuse et se caractérise par du raccourcissement Nord-Sud dans les bassins centraux de l'Océan indien, et par un cisaillement senestre, avec une légère composante chevauchante, le long de la ride de 90°E (et plus à l'Est dans le bassin de Wharton). L'Inde se déplace vers l'Est par rapport à l'Australie à un taux allant de 13mm/a au Sud, à 26mm/a au Nord.

La déformation en Asie s'explique par le poinçonnement de l'Eurasie par l'Inde. Bien que plusieurs modèles de déformation soient encore discutés, on peut estimer que cette déformation est diffuse au travers de l'Asie mais que certaines structures majeures de ce continent constituent des discontinuités crustales pouvant servir de zones de cisaillement préférentielles. De plus, il y a un échappement vers l'Est du Tibet, consécutif à la collision, et observable par la géodésie comme par la géologie. Ce mouvement vers l'Est semble mieux se décrire en termes de flux.

Le mouvement de l'Inde rigide par rapport à l'Eurasie, a été contraint géodésiquement à 39mm/a dans une direction N25°E. Un bloc de la Sonde (comprenant l'Indochine et une

partie de l'Indonésie), a aussi été identifié. Il se déplace vers l'Est par rapport à l'Eurasie à une vitesse allant de 10mm/a au Sud, à 16-18mm/a au Nord. Il est alors possible d'obtenir le mouvement relatif Inde-Sonde. Ce mouvement est de 36mm/a suivant une direction N14°E à la latitude 15°N (Socquet et al., 2006). La plaque birmane est comprise entre l'Inde et la Sonde. Connaissant le mouvement relatif Birmanie-Sonde, on peut déduire le mouvement Inde-Birmanie. Vigny et al. (2003) ont obtenus, par mesures GPS, le mouvement sur la faille de Sagaing, la frontière Est de la plaque birmane avec la Sonde. Ils ont obtenu un mouvement dextre de 18mm/a. Finalement on obtient un mouvement relatif Inde-Birmanie de 20mm/a orienté N30°E à 15°N (Figure I-16).

## II. Les unités tectoniques majeures en Birmanie et régions adjacentes

### 1. La mer d'Andaman

#### a. Introduction

La mer d'Andaman est bordée au Nord par la Birmanie, à l'Ouest par les îles d'Andaman-Nicobar, au Sud par l'île de Sumatra et à l'Est par la péninsule de Malaisie (figure I-17). Elle se constitue d'une série de bassins Cénozoïques (Curry, 2005). Ces bassins se sont successivement ouverts par la combinaison d'une extension arrière arc et d'un décrochement lié au partitionnement de la déformation. Le bassin récent est le bassin d'Andaman et le plus ancien est celui de Mergui (figure I-17). Différents hauts volcaniques ont été identifiés : le mont Alcock, le mont Sewell et la ride de Mergui. L'ensemble de ces bassins est bordé à l'Ouest par la faille Ouest-Andaman (Curry, 2005). Celle-ci pourrait se connecter avec la faille de Kabaw bordant à l'Est la chaîne Indo-Birmane (figure I-17). La faille de Sagaing quant à elle, se connecte au rift d'Andaman par une queue de cheval extensive (figure I-18).

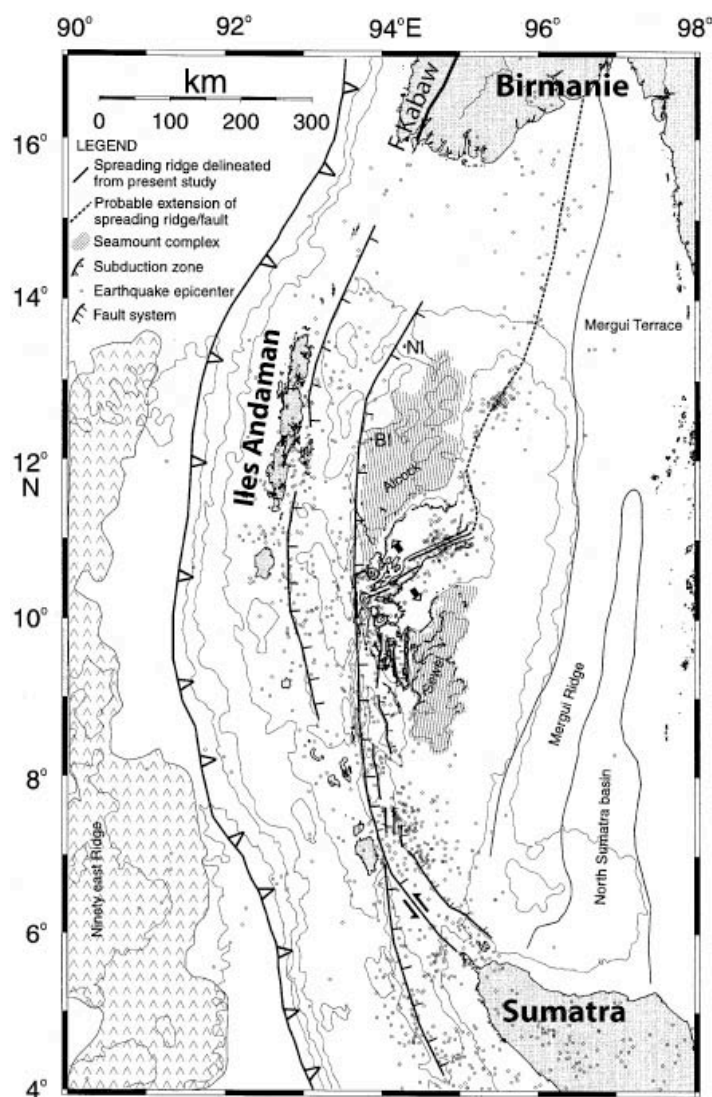
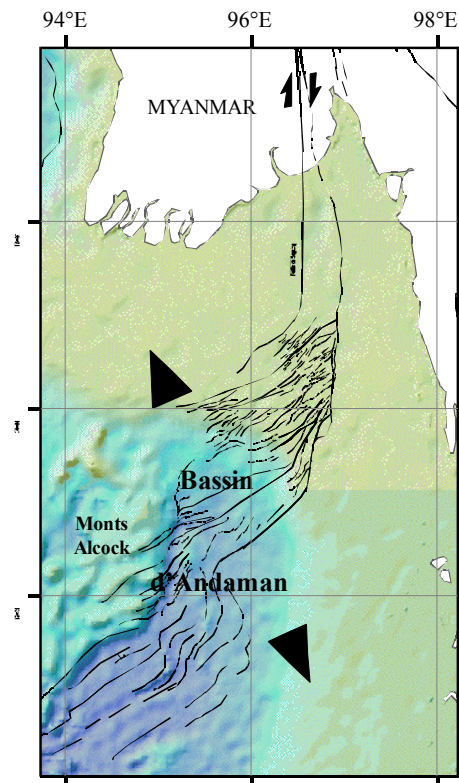


Figure I-17: Carte montrant les grandes unités composant le bassin d'Andaman (modifié d'après Raju et al., 2004).





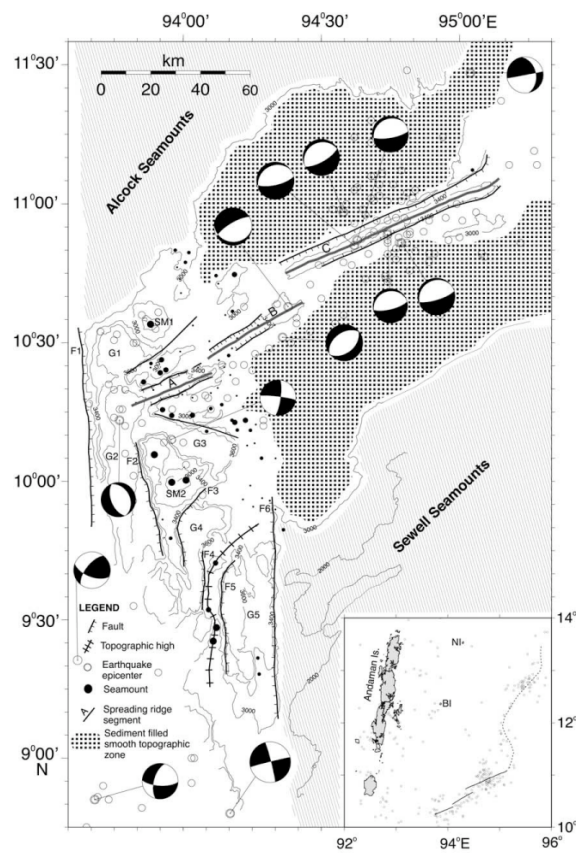
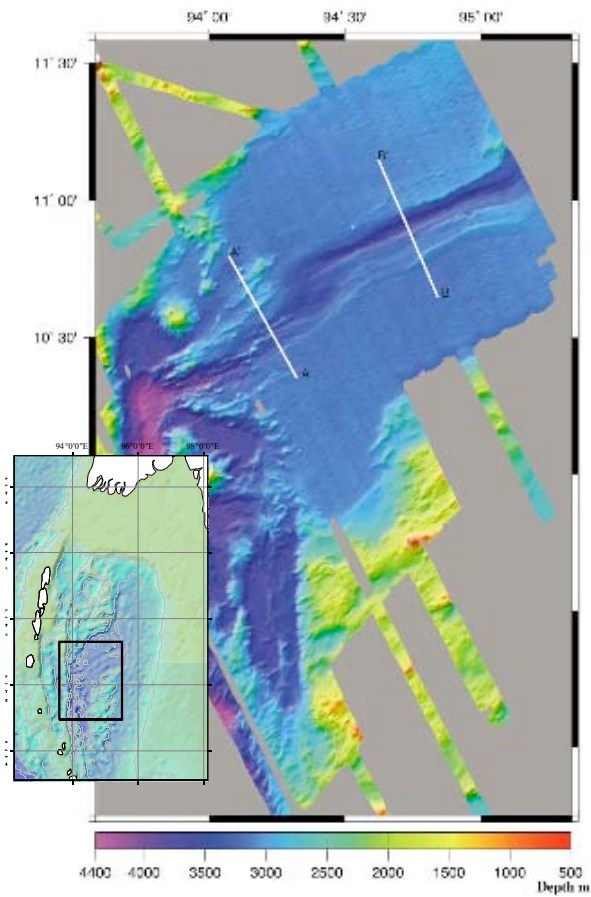
**Figure I-18:** Carte structurale illustrant la connexion de la faille de Sagaing au Bassin d'Andaman par une queue de cheval extensive (carte structurale réalisée par Claude Rangin).

#### b. Morphologie et ouverture par propagateur

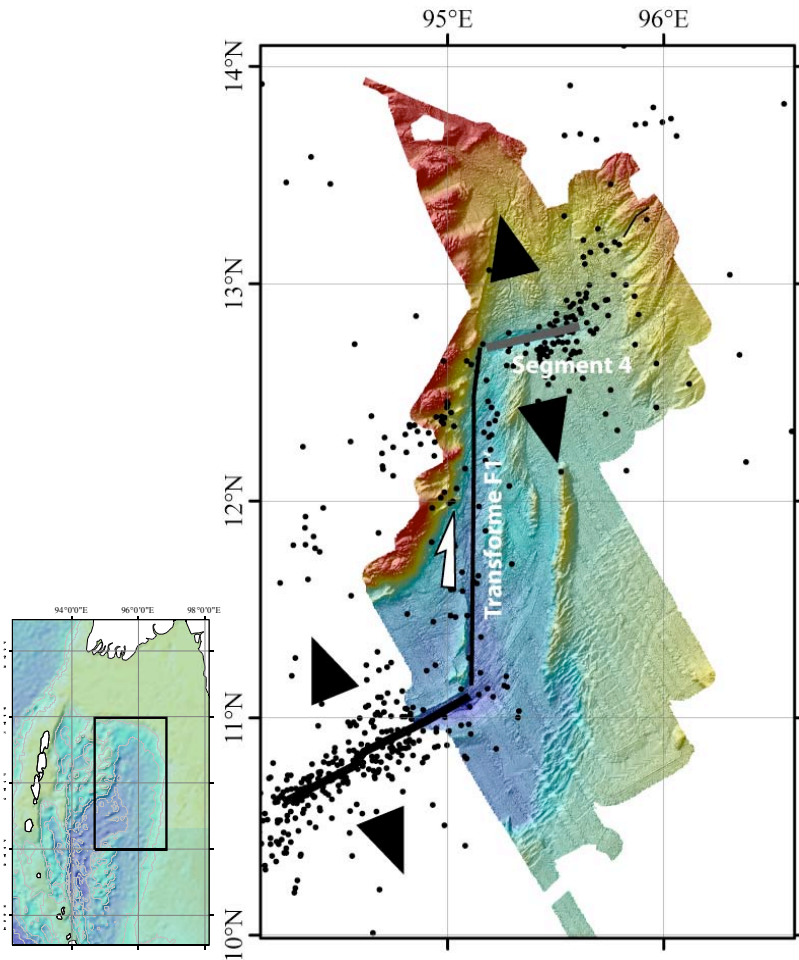
La partie Sud du rift d'Andaman a fait l'objet d'une campagne bathymétrique et magnétique (Raju et al., 2004) (figure I-19). Les principaux résultats de cette étude sont :

- Le début de l'océanisation à 4Ma
- Un taux d'extension de 3.7cm/a
- L'existence de 3 segments Est-Ouest de morphologie et d'âge différents que les auteurs interprètent par une ouverture en propagateur vers l'Ouest.

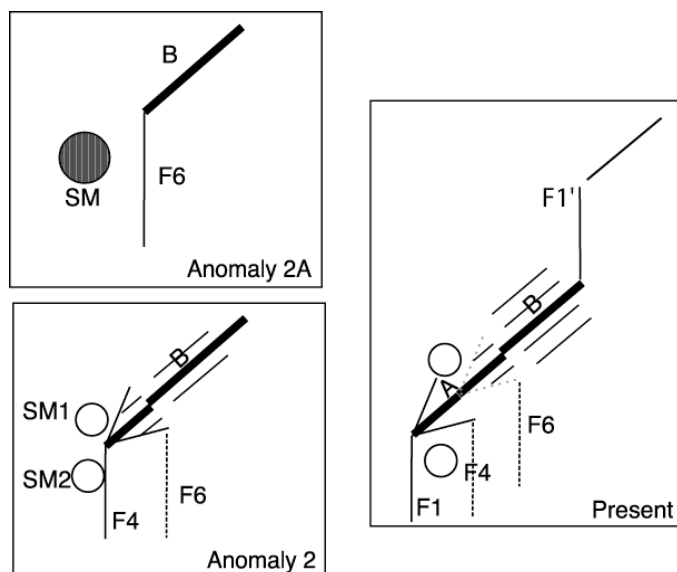
L'âge de l'océanisation et le taux d'extension sont en accord avec une étude antérieure (Chamot-Rooke et al., 2001) utilisant les mêmes méthodes mais centrée sur la partie Nord du Rift (figure I-21). La carte bathymétrique suggère l'existence d'un quatrième segment du rift plus au Nord, relié au reste par une faille transtensive dextre soulignée par une longue vallée Nord-Sud et des structures extensives secondaires en-échelon dextre. Celui-ci n'a pas été océanisé. Soit il a été abandonné, soit il est en cours d'ouverture. Considérant qu'il est le siège d'une activité sismique intense, je suis en faveur de la seconde hypothèse. On serait donc en présence d'un rift qui se propage dans les deux directions (figure I-21).



**Figure I-19:** Cartographie de la partie Sud du rift d'Andaman. En haut: carte bathymétrique. En bas: carte morphostructurale (Raju et al., 2004).



**Figure I-20:** Carte bathymétrique de la partie Nord du rift d'Andaman. Ces données ont été acquises lors de la campagne ANDAMAN 2000, conduite par l'ENS (Chamot Rooke et al., 2001). La sismicité historique de l'USGS est superposée. Elle montre l'activité intense du segment Nord. La carte de gauche montre la localisation de la zone cartée.

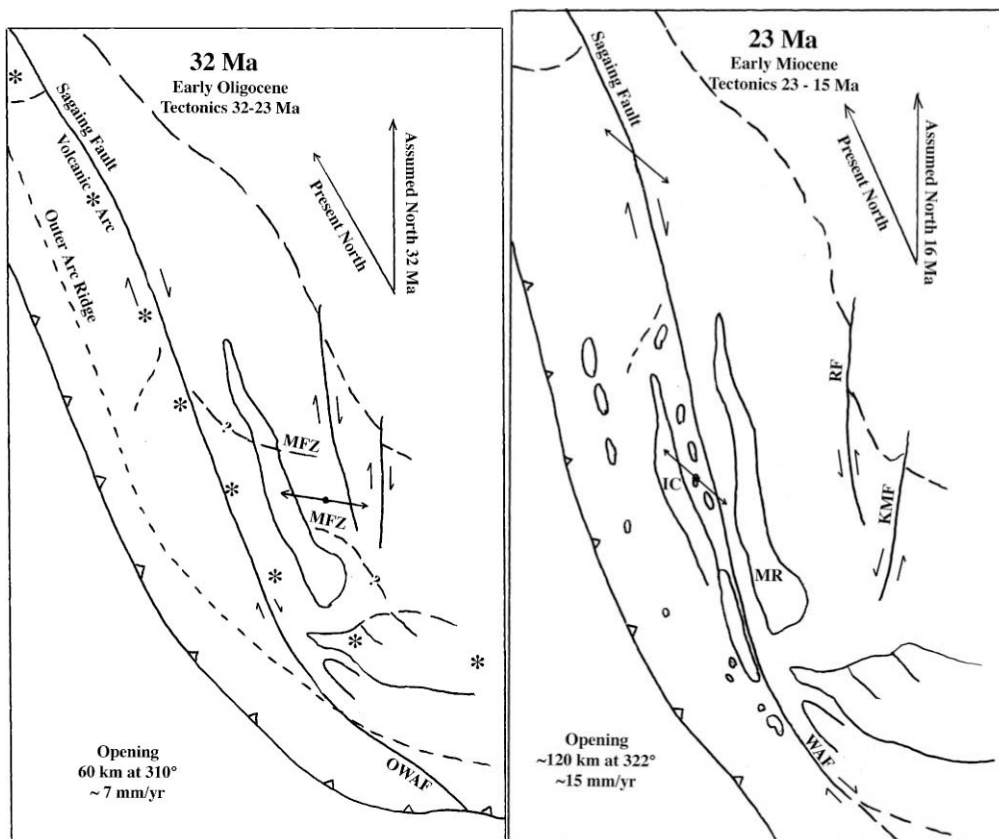


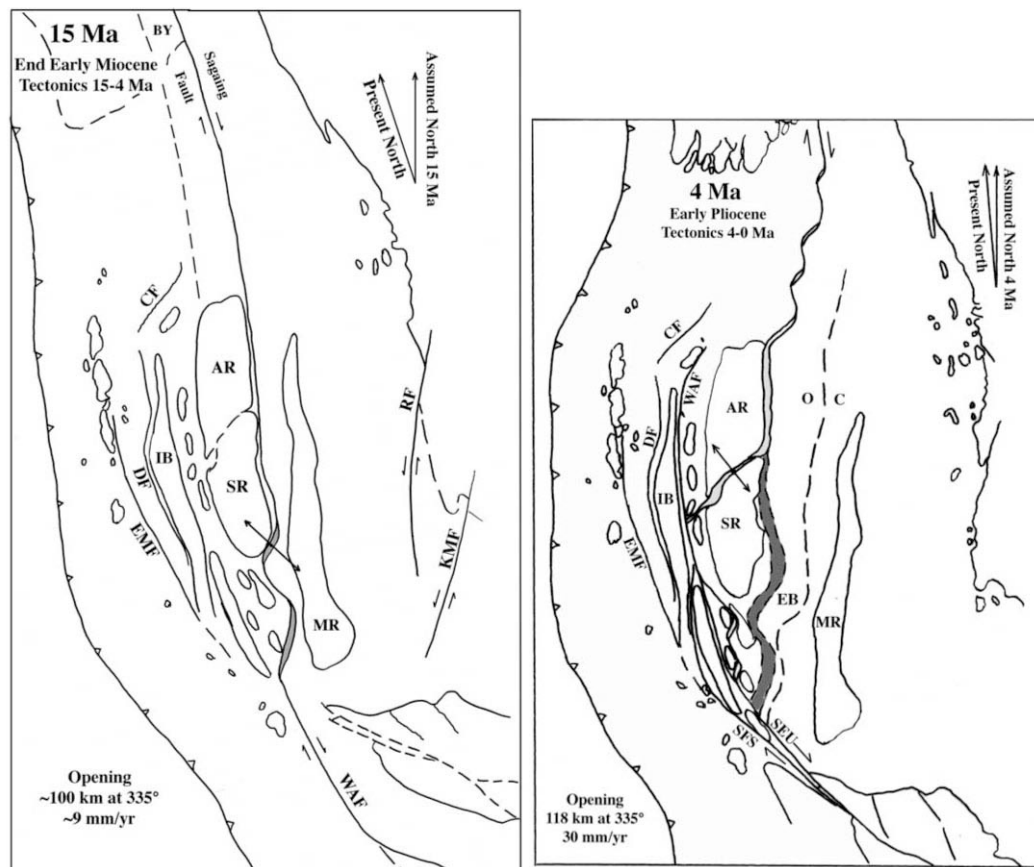
**Figure I-21 :** Schéma montrant la propagation du rift d'Andaman et la progressive séparation des « SeaMont » SM1 et SM2. Ce schéma est repris de Raju et al. (2004) en rajoutant les contraintes de la carte bathymétrique du Nord du rift sur leur schéma à l'état actuel: une autre faille transformante active F'1 et un 4ème segment du rift sans océanisation.

## c. Histoire de l'ouverture de la mer d'Andaman

Curray (2005) a résumé l'histoire de l'ouverture de la mer d'Andaman en 4 étapes (figure I-22) :

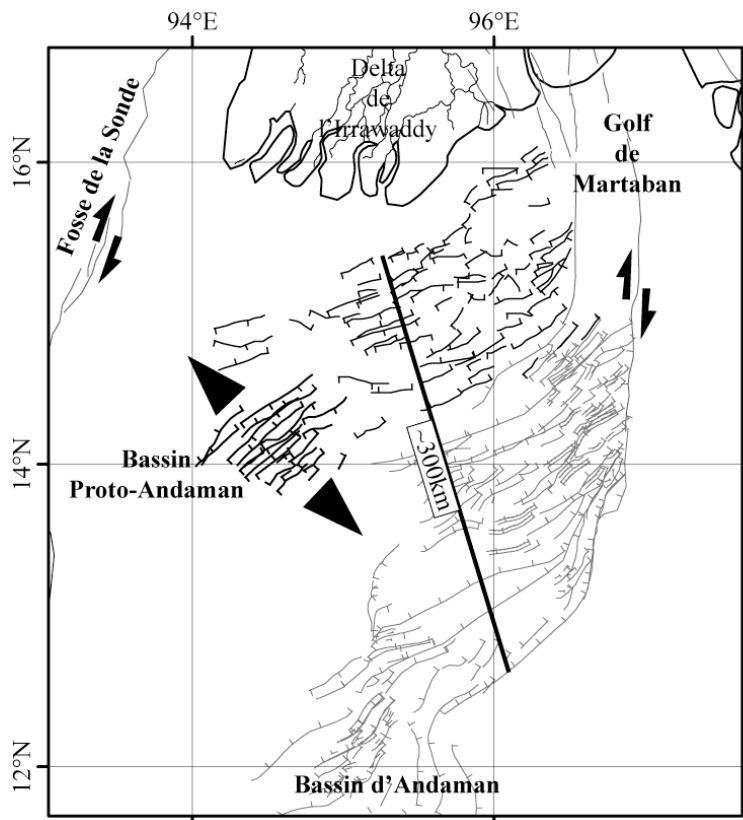
- Ouverture du Bassin de Mergui entre 32 et 23Ma. En supposant  $\beta= 1.5$ , cette ouverture aurait été de l'ordre de 60km à un taux de 7mm/a.
- Entre 23 et 15Ma, les Monts Alcock et Sewell se mettent en place pendant une phase d'extension de près de 142km. Les basaltes tholéïtiques des monts Alcock ont été datés  $19.8\pm 0.7\text{Ma}$  et  $20.5\pm 1\text{Ma}$ .
- Entre 15 et 4Ma, la partie Est du Bassin s'ouvre de près de 100km, écartant les monts Alcock et Sewell de la COB (« Continent-Ocean Boundary ») comme indiqué sur la figure I-22.
- Enfin, depuis 4Ma, le rift actuel d'Andaman sépare les monts Alcock et Sewell de près de 120km.





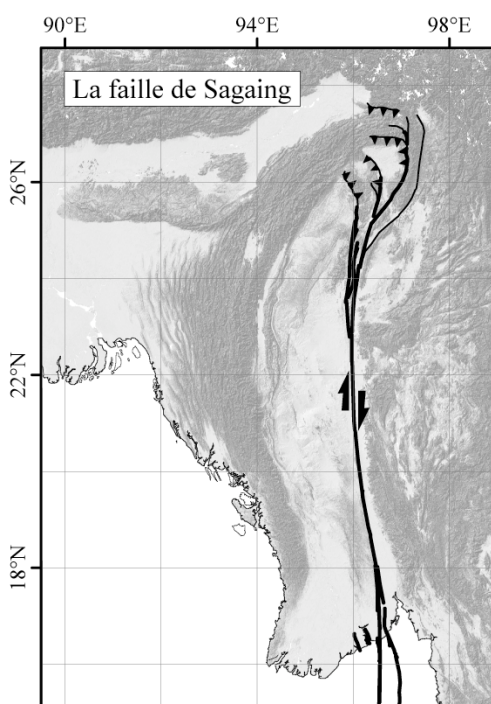
**Figure I-22:** Les 4 phases de l'ouverture de la mer d'Andaman selon Curray (2005)

Lors de cette reconstruction, Curray (2005) ne tient pas compte de l'extension observée dans le golfe de Martaban à la terminaison Sud de la faille de Sagaing. La zone étirée est large de près de 300km (figure I-23). La moitié Nord n'est plus active. Par l'étude de données industrielles (sismique réflexion et puits), certains auteurs parlent d'un bassin proto-Andaman au Nord de l'actuel rift (sous le delta de l'Irrawaddy) (figure I-23) (Rangin et al., 1999). A partir de l'étude de la géométrie du slab, sous la mer d'Andaman, Khan et al. (2005) ont proposé une ouverture de la mer d'Andaman en deux phases dans les derniers 15Ma: une à 11Ma et la seconde à 4Ma. La première phase pourrait correspondre à l'ouverture du bassin proto-Andaman (Rangin et al., 1999).



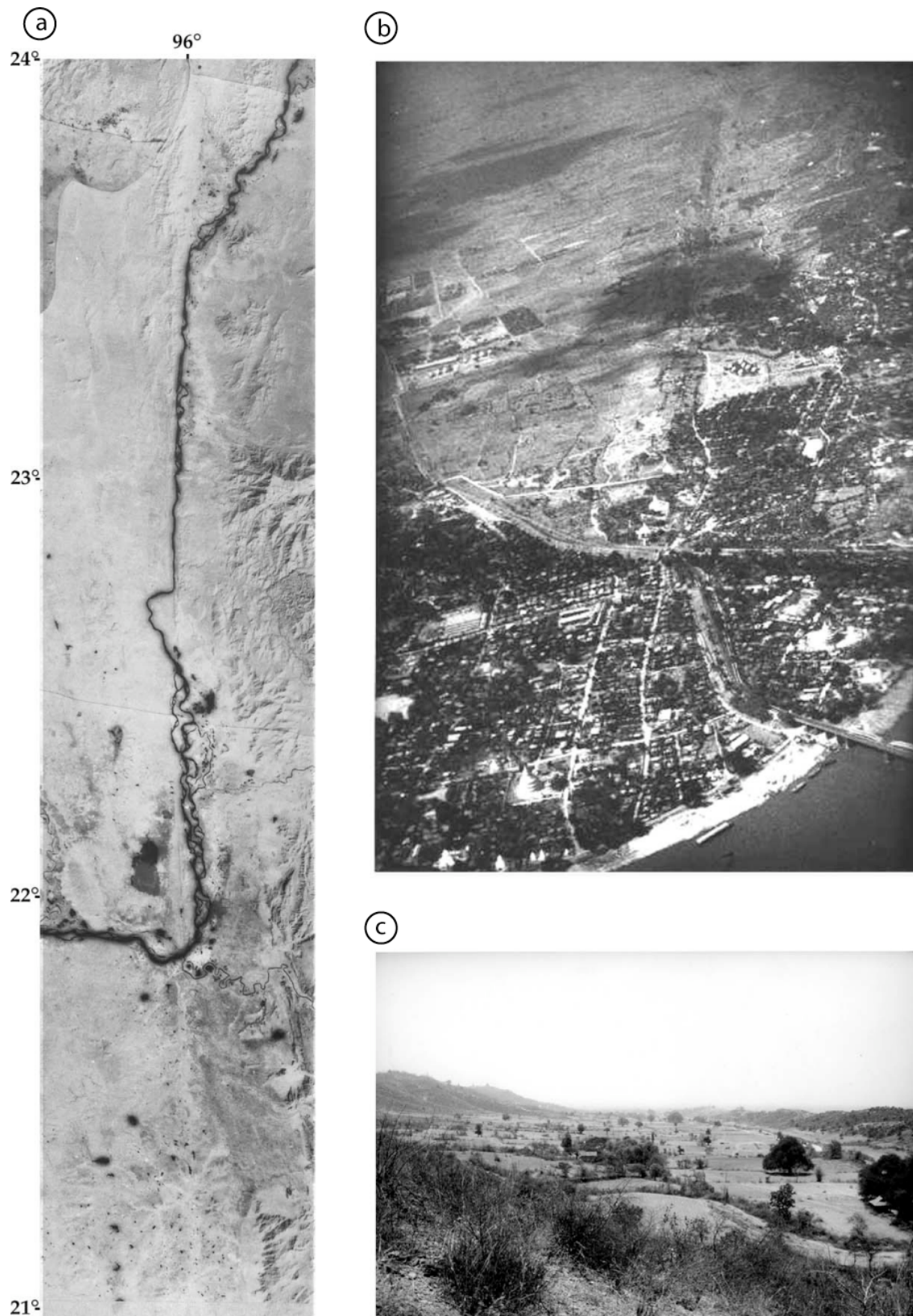
**Figure I-23:** Carte structurale de la terminaison Sud de la faille de Sagaing : Bassins proto-Andaman et Andaman. Le système extensif abandonné est noté en noir et le système actif en gris (Rangin et al., 1999).

## 2. La faille de Sagaing



**Figure I-24:** Localisation de la faille décrochante dextre de Sagaing.

La faille de Sagaing est une faille décrochante dextre de direction Nord-Sud. Elle fait près de 1500km de long et parcourt toute la Birmanie depuis la mer d'Andaman au Sud, jusqu'aux contreforts de l'Himalaya au Nord (figure I-24). Cette faille s'identifie bien sur les images satellites, sur les photos aériennes et sur le terrain (figure I-25). Elle est reconnue comme la limite Est de la microplaque birmane (Curray, 1979; Le Dain et al., 1984; Guzman Speciale et Ni, 1996). L'individualisation de ce bloc résulte du partitionnement de la convergence oblique entre la plaque Indienne et le bloc de la Sonde (Fitch, 1972 ; McCaffrey, 1992). Ce partitionnement a donné naissance à la faille de Sagaing et à la faille de Sumatra plus au Sud. Elles sont toutes deux reliées par le système extensif du bassin d'Andaman.



**Figure I-25:** Images illustrant la faille de Sagaing en Birmanie (d'après Curray, 2005) : **a.** trace de la faille de Sagaing sur une image satellite Landsat. La rivière Irrawaddy (Ayerawady) la suit sur plus de 150km. **b.** photo aérienne de la faille traversant la ville de Sagaing, **c.** photographie d'une ride de pression le long de la faille (à droite).

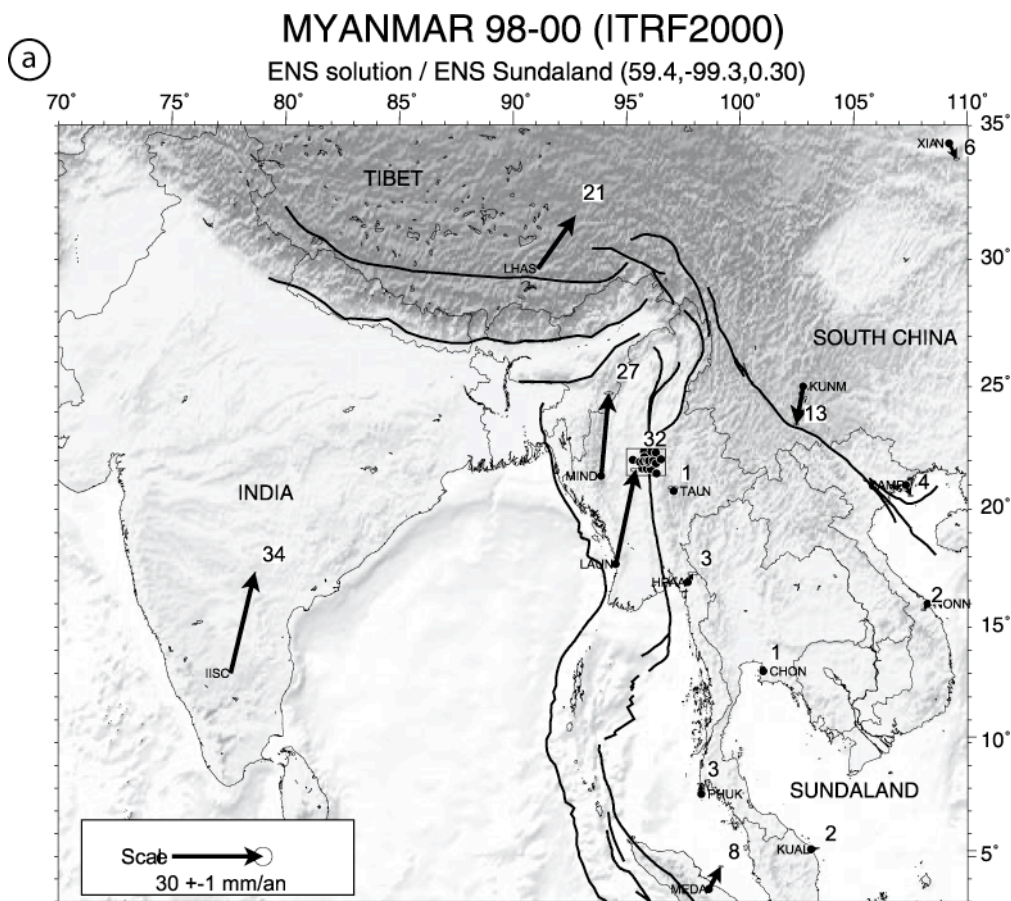
L'âge de cette faille est compris entre 11Ma et 4.5Ma. 11Ma est le début du rifting dans la mer d'Andaman et 4.5Ma est le début de l'océanisation.

Le taux de décrochement sur la faille de Sagaing a été déterminé de différentes façons :

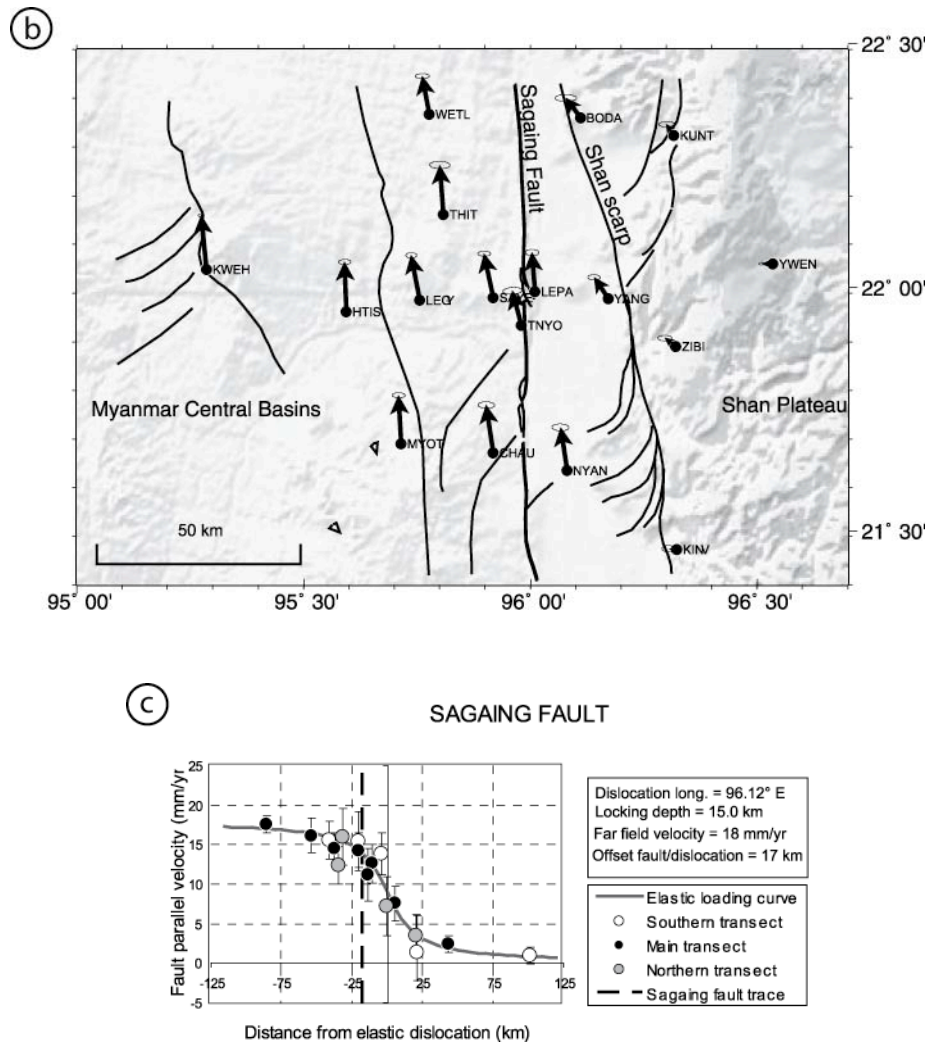
- Par l'étude sismotectonique du taux de déformation (Radha Krishna, 2000): **16mm/a.**
- Par l'étude du décalage de basaltes quaternaires (les basaltes de Singu datés de 0.25 à 0.31Ma) (Bertrand et al., 2003): **10±1mm/a à 23±3mm/a**
- Par la détermination du taux d'ouverture du rift d'Andaman depuis 4Ma (Raju et al., 2004): **37mm/a**
- Par le taux de raccourcissement au front Est-Himalayen, dans la région Arunashal Pradesh (pointe nord Est de l'Inde), obtenue par mesures GPS (Jade et al., 2007): **16.7±1mm/a**
- Par mesures GPS direct de la faille autour de la ville de Mandalay à 22°N (Vigny et al., 2003): **18mm/a** (figure I-26).



Ce dernier taux de 18mm/a servira de référence dans la suite de ce mémoire.

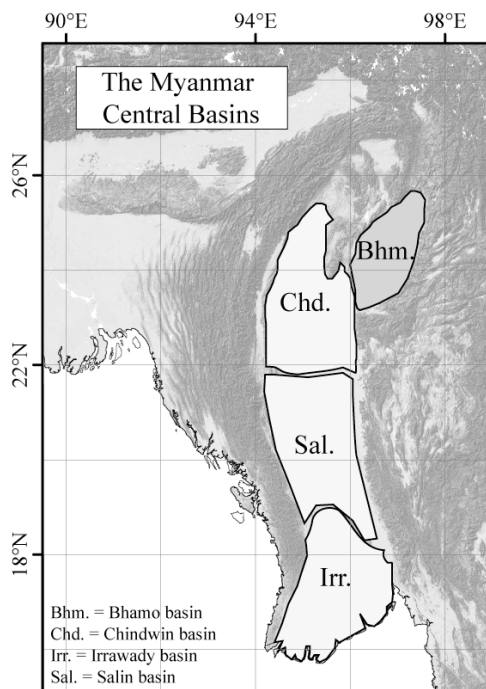






**Figure I-26:** a. Réseau GPS utilisé pour déterminer le taux de décrochement le long de la faille de Sagaing. b. Réseau local autour de la faille de Sagaing dans la région de Mandalay. c. Courbe de dislocation : le taux de décrochement est de 18mm/a pour une profondeur de blocage de 15km. On notera que la zone de dislocation maximum est située 17km à l'Est de la trace de la faille de Sagaing.

### 3. Les Bassins Centraux Birman



**Figure I-28** : Localisation des bassins centraux birman : les bassins de Salin, de Chidwin, de l'Irrawady et de Bhamo.

On distingue quatre bassins Cénozoïques (Pivnik et al., 1998 ; Rangin et al., 1999) : le bassin de Salin, le bassin de Chindwin, le bassin de Bhamo et le bassin de l'Irrawady (figure I-27). Ils sont remplis de sédiments éocènes à plio-quadernaires, la série sédimentaire pouvant atteindre 15km d'épaisseur (figure I-28). Ces bassins sont interprétés comme des bassins d'avant et d'arrière arc (Pivnik et al., 1998) liés à la subduction du golfe du Bengale. Alternativement ils pourraient avoir été formés en pull-apart en-échelon dextre le long du Shan Scarp lors du passage de l'Inde (Tankard et al., 1994 ; Rangin et al., 1999). La faille de Sagaing recoupe l'ensemble de ces bassins.

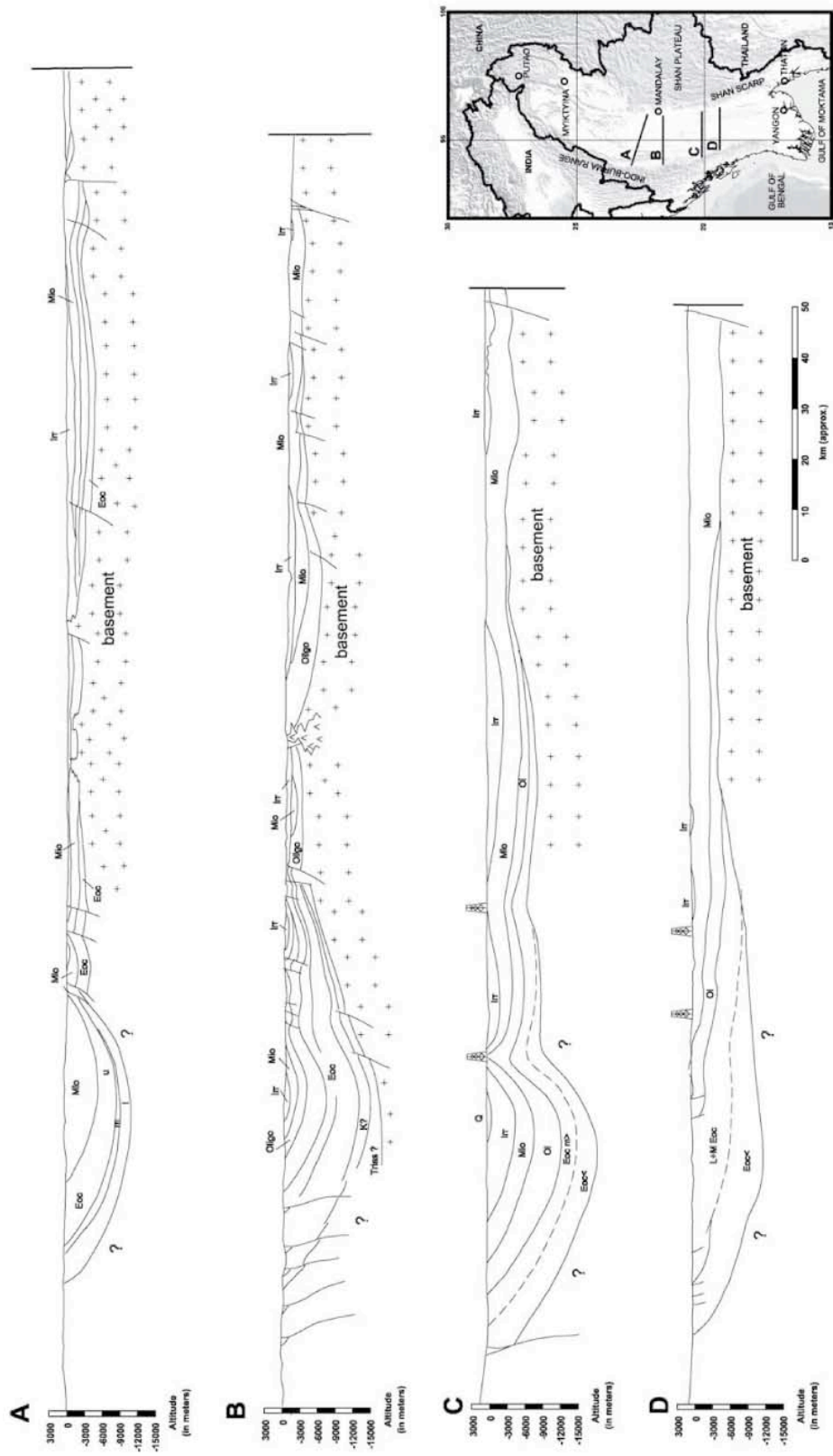
Ils ont subi une inversion majeure encore active actuellement. Constatant la migration vers l'Est du

dépocentre Miocène (figure I-28), Bertrand et al. (2003) concluent en une inversion des bassins au Miocène supérieur. Khin et al. (1999) ont observé une forte régression dans le haut de la série des grès de Khabo datés Miocène moyen à supérieur. Cette série

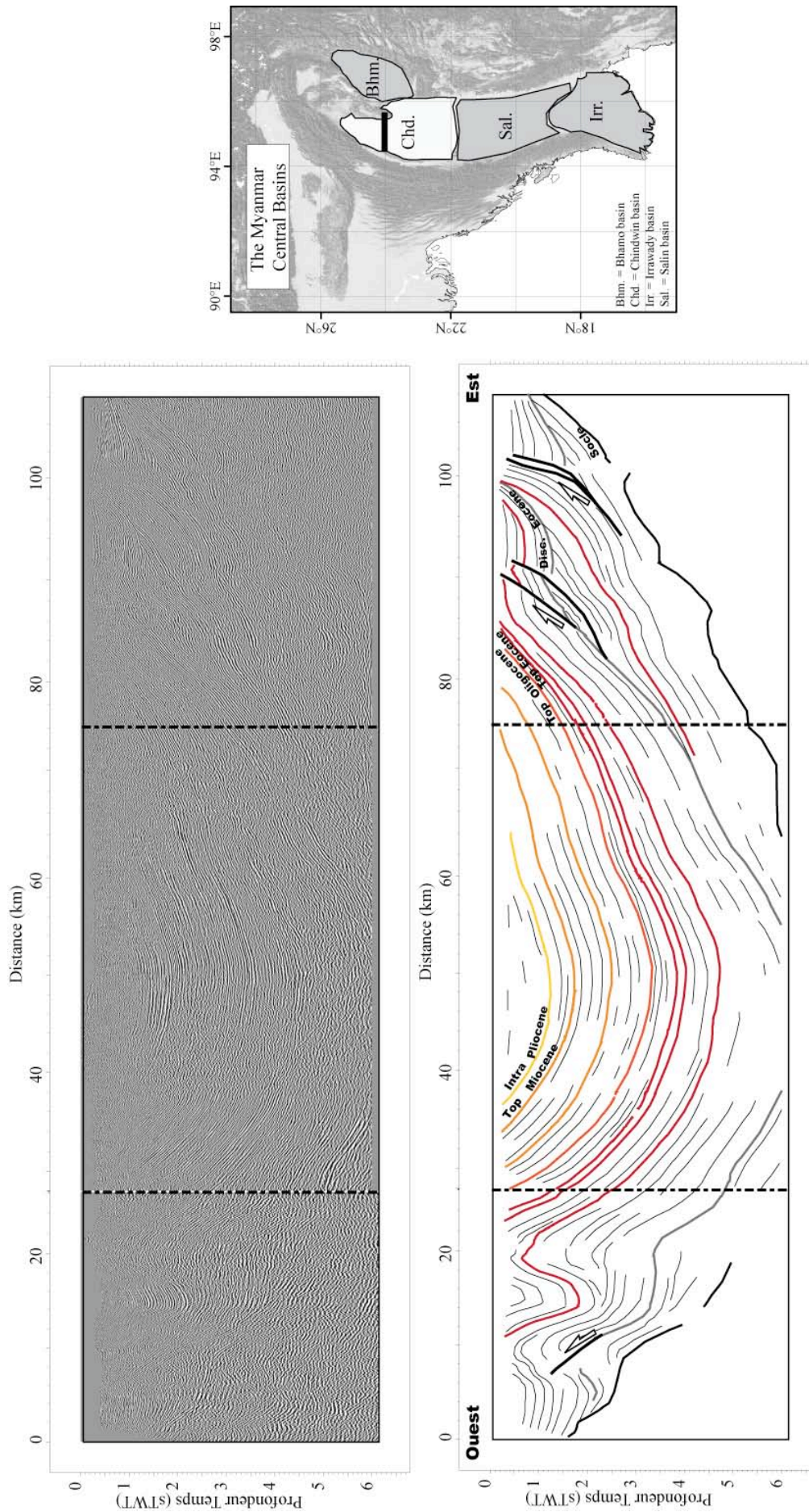
se termine par une surface d'érosion indiquant son émergence au Miocène supérieur. Les auteurs attribuent ces phénomènes sédimentologiques à une surrection tectonique. En particulier ils proposent que le changement de direction de l'Inde au Miocène supérieur soit à l'origine de ce soulèvement.

Sur la base de traces de fission et d'analyses stratigraphiques dans le bassin de Salin, Trevena et al. (1991) proposent que l'inversion ait débuté il y a 10Ma. A partir de données de sismique réflexion, Pivnik (1998) propose que l'inversion du bassin de Salin ait commencé au Pliocène après la collision de la microplaque birmane au Nord avec l'Eurasie.

La figure I-29 montre une ligne sismique Est-Ouest dans le bassin de Chindwin. Cette ligne illustre l'inversion du bassin. On notera également une forte discordance Eocène inférieure qui pourrait être attribuée à la collision Inde-Eurasie.



**Figure 1-28:** Line-Drawing de lignes sismiques au travers des bassins centraux birmanes. Ces lignes illustrent l'inversion des bassins depuis le Miocène supérieur d'après la migration vers l'est du dépôt-centre Miocène (d'après Bertrand et al., 2003).



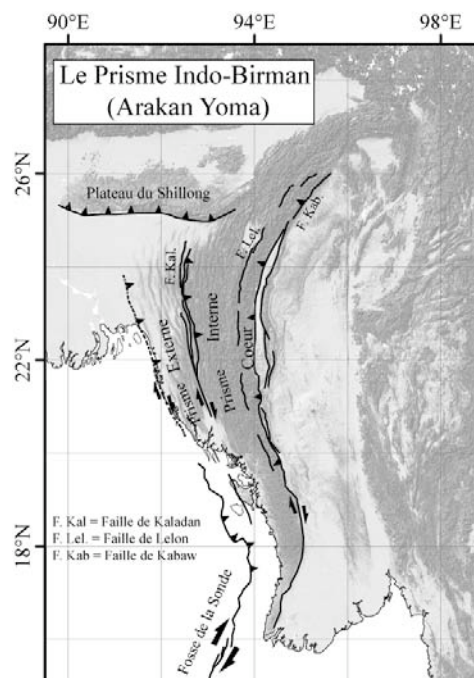
**Figure I-29:** Ligne sismique Est-Ouest dans le bassin de Chindwin. L'interprétation est contrainte par la géologie de surface sur la base d'une carte géologique fournie par la compagnie MOGE (en bas à droite). On notera l'inversion Miocène donnée par la migration du dépôt centre de l'Oligocène (et à l'Oligocène ?) vers le centre de la coupe au Miocène.



#### 4. La chaîne Indo-Birmane (Arakan-Yoma)

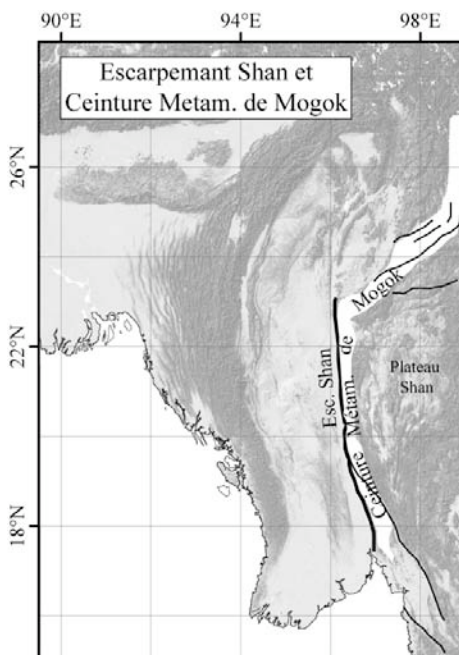
Directement à l'Ouest des Bassins centraux, se trouve la Chaîne Indo-Birmane, ou Arakan-Yoma. Cette chaîne de montagne a été décrite comme un prisme d'accrétion lié à la subduction du bassin du Bengale sous la Birmanie (Nandy, 1986; Acharrya et al., 1990; Vanek et al., 1990, Nielsen et al 2001). Le prisme se compose de trois unités tectoniques (figure I-30) :

- Le cœur du prisme est délimité à l'Est par la faille de Kabaw et à l'Ouest par la zone de faille de Lelon. Il se compose d'ophiolites, de roches métamorphiques de haut grade (Socquet et al., 2002) et d'une séquence détritique mésozoïque allant du Trias supérieur au Crétacé supérieur (Bender, 1983).
- Le prisme interne est délimité à l'Ouest par la faille de Kaladan. Il est constitué essentiellement de sédiments détritiques d'âge éocène. Quelques écailles de serpentine et de calcaires crétacés ont aussi été observées. Il est affecté par de grands décrochements dextre longitudinaux.
- Enfin, le prisme externe est affecté par une déformation de moindre intensité qui diminue progressivement vers l'Ouest. Il se propage vers l'Ouest, le long du plateau du Shillong (Lohmann et al., 1995). On y trouve une séquence sédimentaire néogène allant de dépôts sous-marins du Miocène inférieur, à des dépôts de plateforme, au miocène supérieur, pour finir par des dépôts fluviaux du Plio-Quaternaire.



**Figure I-30:** Carte structurale schématique de la chaîne Indo-Birmane.

## 5. L'escarpement Shan et la ceinture métamorphique de Mogok



**Figure I-31:** Localisation de la faille décrochante dextre de Sagaing

### a. Introduction

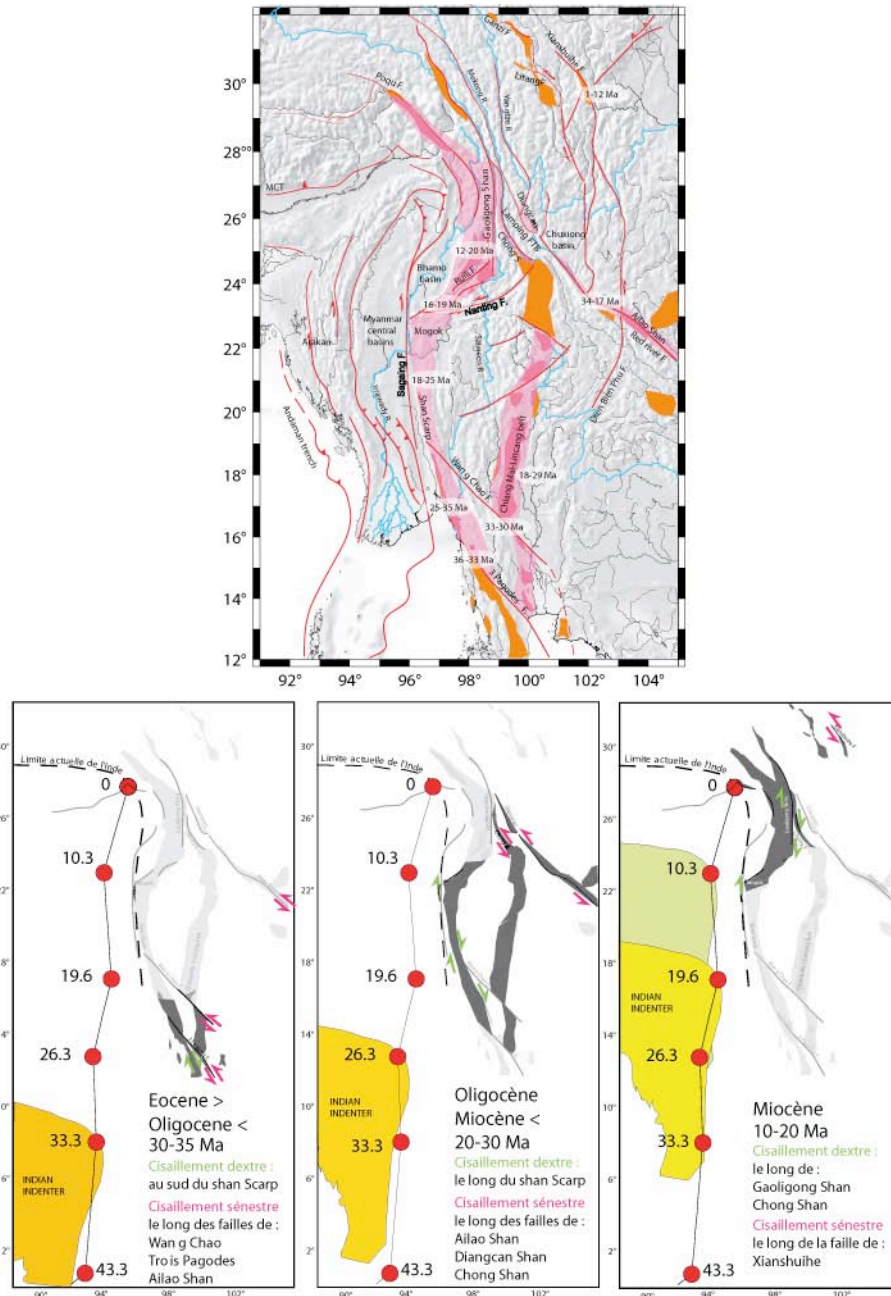
Le « Shan Scarp » est l'escarpement qui sépare les bassins centraux birmanis du Plateau Shan (figure I-31). Ce plateau, d'altitude moyenne 1500m (et culminant à plus de 2000m), recouvre tout l'Est de la Birmanie. Il est constitué d'un assemblage complexe de roches précambriennes (granitoïdes, gneiss, roches métamorphiques de haut grade) et de séquences sédimentaires Paléozoïque et Mésozoïque. Les unités de ce plateau chevauchent vers l'Ouest sur les bassins centraux, formant ainsi l'escarpement.



### b. Un cisaillement dextre induit par le passage de l'Inde

La ceinture métamorphique de Mogok, en Birmanie orientale, est interprétée comme une zone de cisaillement dextre majeure capable d'accommoder le passage de l'Inde depuis l'Oligocène ( $26.4 \pm 1.1$ Ma) jusqu'au Miocène moyen ( $13.9 \pm 1.1$ Ma) (Bertrand et al., 2001). Cette zone de cisaillement dextre s'étend au Sud, en Thaïlande, avec les structures de Ailao et Diangcan Shan, et au Nord dans le Yunnan occidental (Chine) par la ceinture métamorphique de Gaoligong (Socquet et al., 2005). A partir de datations thermo-chronologiques de haute résolution, Searle et al. (2007) ont obtenu deux événements métamorphiques en Birmanie: le premier autour de 59Ma, avant la collision Inde Eurasie, et le second entre 37Ma et 22Ma. Ils rajeunissent donc l'âge de début du cisaillement pour l'amener à l'Eocène supérieur. De plus, ils proposent que le refroidissement qu'ils observent à 16 Ma marque le début de fonctionnement de la faille de Sagaing.

La zone de déformation entre la plaque indienne et la plaque de la Sonde a pu accommoder le passage de l'Inde depuis l'Eocène par un cisaillement dextre intense (figure I-32). Plus de 1000km de cisaillement doivent y être absorbés depuis l'Eocène (Socquet et al., 2005). On a vu que la ceinture métamorphique de Mogok est un excellent candidat pour absorber ce cisaillement jusqu'à 16Ma au moins en Birmanie. Le relais a été passé ensuite, plus à l'Est, sur la faille de Sagaing. Mais celle-ci ne peut accommoder seule la totalité du mouvement de l'Inde (Vigny et al., 2003). Une partie doit donc être accommodée encore plus à l'Est, dans la chaîne Indo-Birmane (Nielsen et al., 2004 ; Socquet et al., 2006).



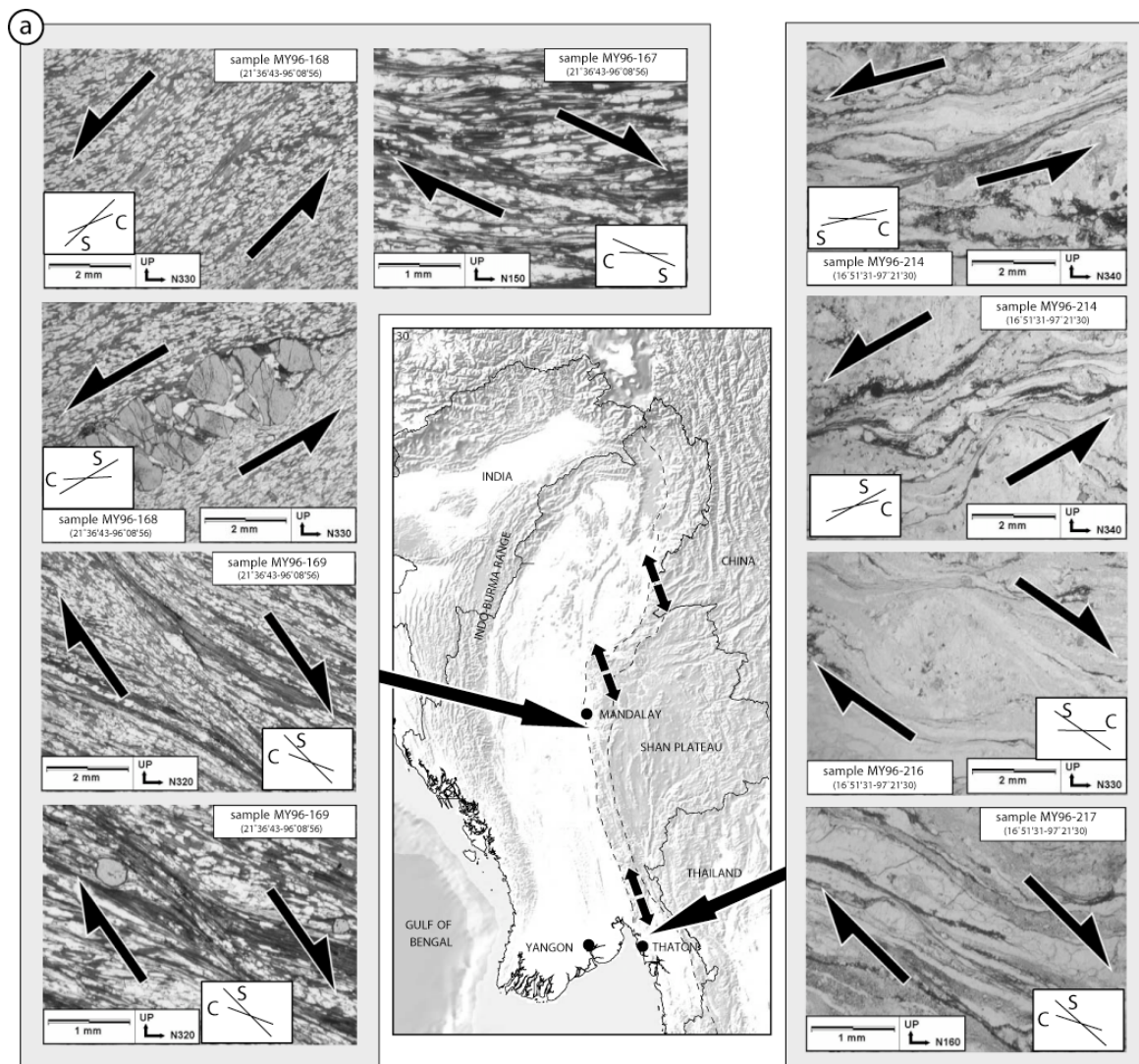
**Figure I-32:** Représentation schématique du cisaillement dextre induit par le passage de l'Inde depuis l'Eocène, à l'Est de la Birmanie. En haut les âges donnés par le métamorphisme. En bas: l'activation successive de la déformation cisailante dextre à l'Eocène-Oligocène, Oligo-Miocène et Miocène (Anne Socquet, 2003).

c. Conclusion : une déformation cénozoïque en deux temps sur la frontière Est de la plaque birmane.

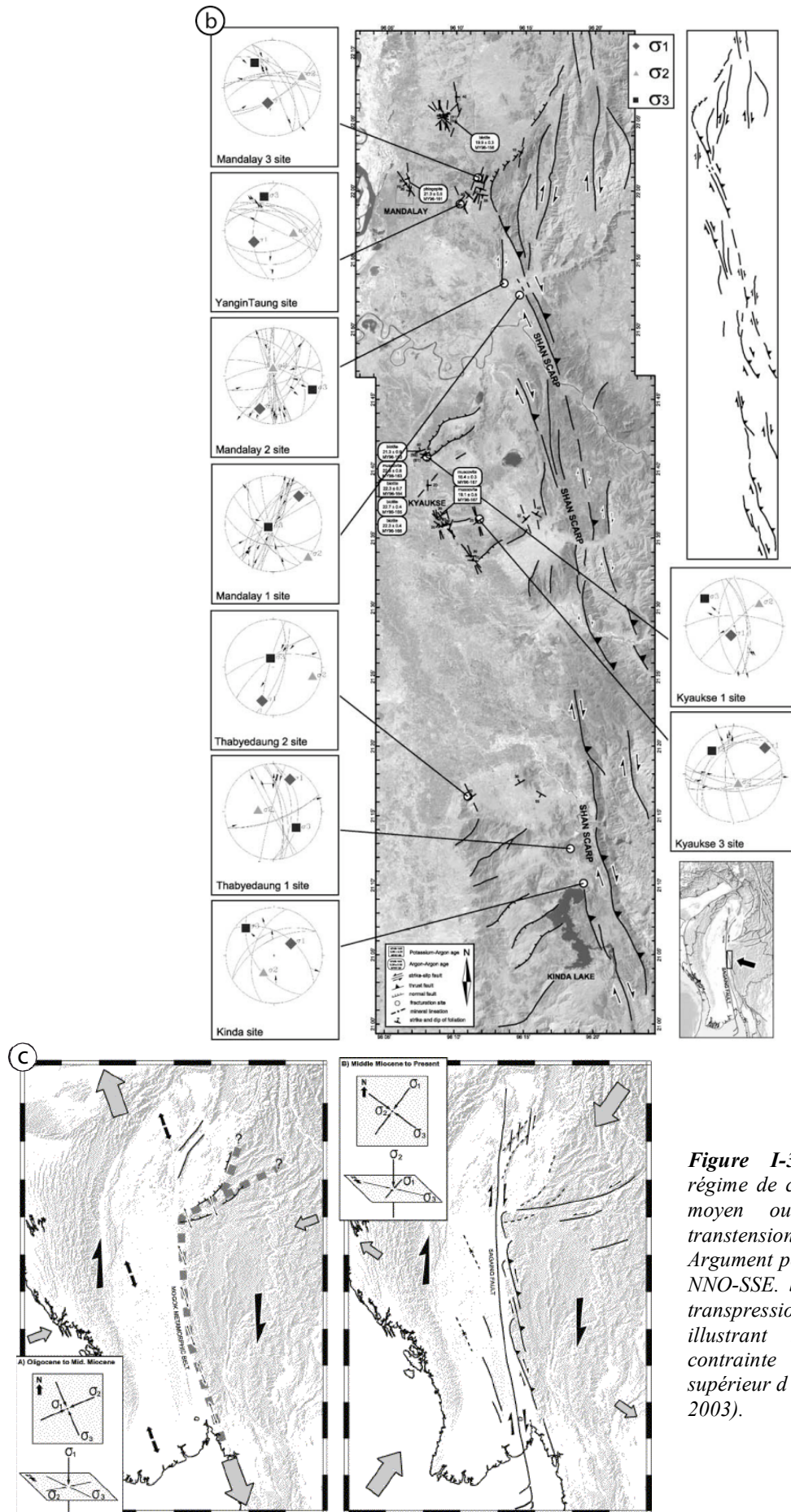
A partir d'observations de terrain et d'analyses géochronologiques et microtectoniques **Bertrand et al. (2003)** ont déterminé deux phases majeurs de déformation affectant la bordure est de la microplaque birmane (**figure I-33**).

La première phase est caractérisée par une extension NNO-SSE qui s'observe dans le métamorphisme de la ceinture de Mogok. Elle est argumentée par des linéations minérales et du cisaillement simple par exemple. Grâce aux datations géochronologiques ces auteurs ont obtenu un âge d'étirement allant de 30 à 14Ma.

La deuxième phase se manifeste par une déformation cassante. La faille de Sagaing et l'escarpement Shan en sont des exemples. Lors de cette deuxième phase, les axes de contrainte auraient permuté. Elle est caractérisée par de la transpression dextre. **Bertrand et al. (2003)** argumentent cette phase sur la base d'analyses microstructurales (**figure I-33**). En partant de la constatation que les bassins centraux birmans ont été inversés autour de 10Ma et que la faille de Sagaing s'est mise en place entre 10 et 5Ma, **Bertrand et al (2003)** proposent que la permutation des contraintes s'est produite autour de 10Ma à la faveur de la réorganisation cinématique consécutive au divorce Inde-Australie.



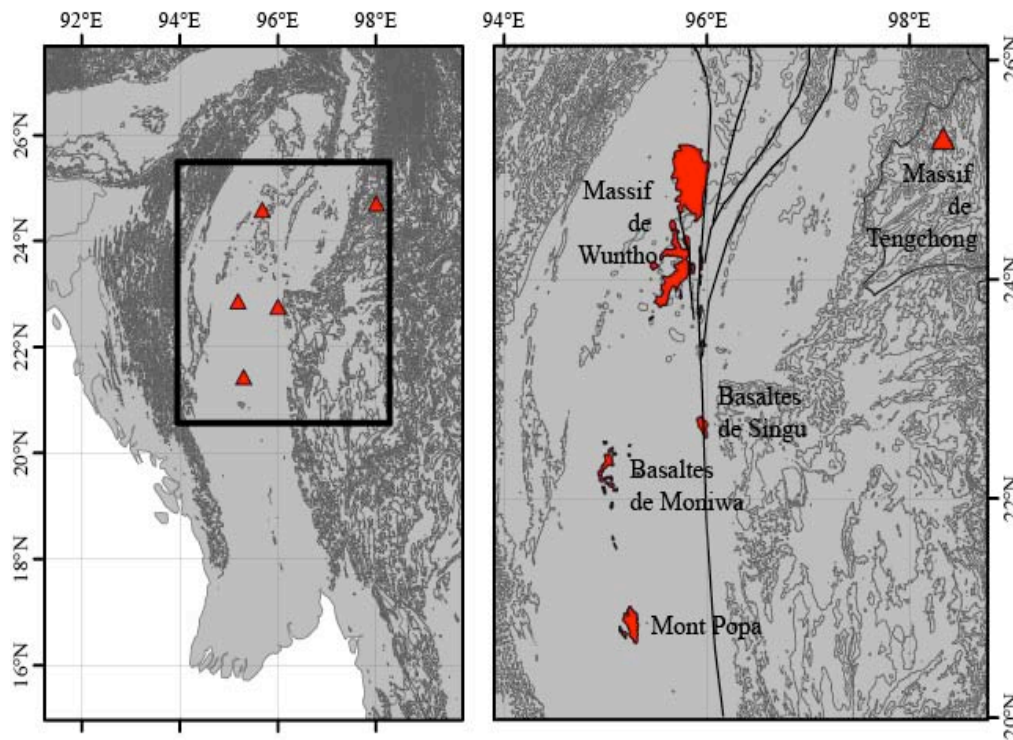




**Figure I-33:** Changement de régime de contrainte au Miocène moyen ou supérieur de la transtension à la transpression. **a.** Argument pour l'extension ductile NNO-SSE. **b.** Arguments pour la transpression cassante. **c.** schéma illustrant la permutation des contrainte au Miocène moyen-supérieur d'après (Bertrand et al., 2003).

## 6. L'arc volcanique en Birmanie

Dans la mesure où une subduction se manifeste aussi en surface par un volcanisme dit « de subduction », il est essentiel de faire le point sur les différents sites volcaniques en Birmanie. Ils sont au nombre de 4 : le mont Popa, la zone volcanique de Moniwa, les basaltes de Singu et le massif de Wuntho (figure I-34).



**Figure I-34:** Localisation des massifs volcaniques en Birmanie.

Les deux premiers (Popa et Moniwa) ont une signature typique de volcanisme de subduction (calco-alcalin à calco-alcalin potassique) et seraient donc directement liés à la présence d'un slab sous les bassins centraux birmans (Maury et al., 2004). Ils sont cependant âgés de moins d'1Ma (table I-2).

Les basaltes de Singu sont qualifiés de trachyandésites. C'est un volcanisme alcalin qui est issu d'une source magmatique différente de celle des deux précédents sites (Maury et al., 2004). Ces basaltes se sont mis en place le long de la faille de Sagaing et ne sont pas directement reliés à la subduction. Là aussi, les roches volcaniques ne sont pas âgées de plus d'1Ma (table I-2).

Enfin, le Massif de Wuntho est le site volcanique le plus étendu de Birmanie. Aucune information sur sa composition géochimique n'est disponible mais il est classiquement interprété comme appartenant à l'arc volcanique produit par la subduction de la plaque indienne sous la plaque birmane. Les âges disponibles dans les publications sont compris entre 32Ma et 98Ma (table I-2).

Un volcanisme Mésozoïque a aussi été observé en Chine non loin de la frontière Nord-Est de la Birmanie : le massif de Tengchong. Il s'est mis en place lors d'un épisode d'extension intracontinentale mais son analyse géochimique suggère qu'il proviendrait de la fusion d'un manteau enrichi suite à la subduction d'une croûte océanique (Chen et al., 2002). Ce



volcanisme contiendrait des traces géochimiques de détachement de slab à la fin de son activité, autour de 40Ma (Xu et al., 2008).

Il est possible que les massifs de Tengchong et de Wuntho ait fait partie d'un même arc volcanique entre le Crétacé et l'Oligocène. Ils auraient été séparés tardivement par le jeu successif des failles décrochantes dextres du Shan Scarp et de Sagaing. Le massif de Wuntho a pu être ainsi capturé et intégré à la microplaque birmane naissante.

Zone	Age (Ma)	Erreur (Ma)	Source
Mont Popa	0.96	0.17	Maury et al., 2004
	0.8	0.03	Maury et al., 2004
Monywa	0.44	0.12	Maury et al., 2004
Singu	0.28	0.02	Bertrand et al., 1998
	0.25	0.01	Bertrand et al., 1998
	0.44	0.05	Bertrand et al., 1998
	0.36	0.02	Bertrand et al., 1998
	0.26	0.01	Bertrand et al., 1998
	0.31	0.02	Bertrand et al., 1998
	0.29	0.02	Bertrand et al., 1998
Wuntho	86.5	3.2	Unpublished
	32.2	1.3	UN report, 1979
	33.2	1.3	UN report, 1979
	37.9	1.4	UN report, 1979
	50.1	2.5	UN report, 1979
	52.9	2.3	UN report, 1979
	70.7	4.2	UN report, 1979
	93.7	3.4	UN report, 1979
	97.8	3.6	UN report, 1979

**Tableau I-2:** Liste des déterminations d'âges du volcanisme en Birmanie

Il y a manifestement un gap dans le volcanisme de subduction entre le début de l'Oligocène et la fin du Pliocène. Cela peut s'expliquer par l'arrêt pur et simple de la subduction comme le suggèrent certains auteurs (Guzman Speziale et al., 1996).

Alternativement, la convergence est peut-être simplement trop oblique depuis l'Eocène pour permettre la mise en place du processus de « corner flow ». En effet, ce processus nécessite une convergence normale à la marge supérieure à 4cm/a (Davies et al., 1992) or actuellement elle est inférieure à 1cm/a. Cette deuxième hypothèse est donc envisageable d'autant plus que l'Indochine a subi une rotation horaire significative après la collision Inde-Asie (20° depuis la collision Inde-Asie jusqu'à 30-40Ma d'après Aihara et al., 2007), induisant nécessairement une augmentation de l'obliquité sur la bordure Est de l'Inde.

Je noterai enfin que l'association d'un volcanisme alcalin potassique et calco-alcalin peut être interprété comme le résultat de l'ouverture d'une fenêtre dans le slab ou son détachement suite à la subduction d'une ride par exemple (Maury et al., 2004). Nous verrons dans le chapitre III par l'étude de la sismicité qu'un tel détachement de slab est envisageable en Birmanie.

## **PARTIE 2: LES PLAQUES TECTONIQUES EN PRESENCE ET LEUR INTERACTION**



# **Chapitre II: Nature et origine de la plaque plongeante : Le Bassin du Bengale**

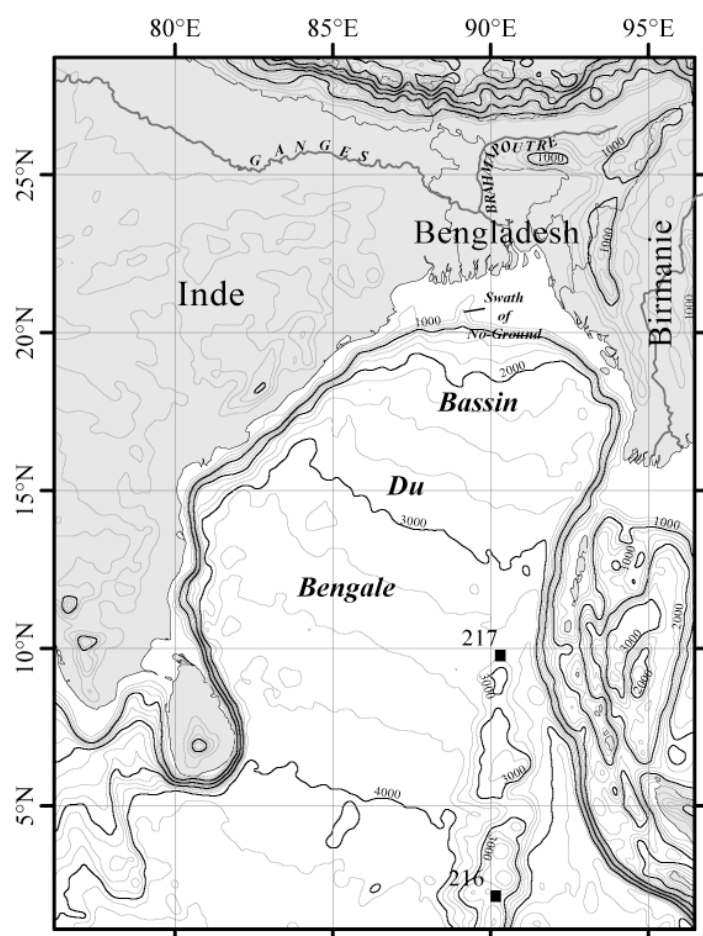


<b><i>I. Introduction</i></b> .....	<b>76</b>
<b>1. Description générale du Bassin</b> .....	<b>76</b>
<b>2. Stratigraphie</b> .....	<b>77</b>
a. Au Sud du Delta .....	77
b. Dans la zone d'influence du delta .....	79
<b><i>II. Nature et origine du Bassin du Bengale</i></b> .....	<b>81</b>
<b>1. Données</b> .....	<b>81</b>
<b>2. Nature de la croûte du Bengale</b> .....	<b>81</b>
<b>3. Les rides de 85°E et de 90°E</b> .....	<b>86</b>
a. La ride de 85°E .....	89
b. La ride de 90°E .....	90
i. Signature géophysique .....	90
ii. Signature sismique .....	90
c. Structure interne de la ride 90°E .....	93
i. Une province volcanique .....	93
ii. La ride de 90°E au centre d'expansion océanique à 100Ma ? .....	95
<b>4. Ouverture du bassin du Bengale</b> .....	<b>96</b>
<b>5. Un bassin océanique rigide déformé sur ses marges</b> .....	<b>99</b>
<b>6. Conclusion</b> .....	<b>102</b>
<b><i>III. Synthèse du Chapitre II</i></b> .....	<b>103</b>
<b>1. Sur la déformation affectant le bassin du Bengale:</b> .....	<b>103</b>
<b>2. Sur la nature et la structure du Bassin du Bengale</b> .....	<b>103</b>

## I. Introduction

Dans le cadre de ce mémoire, je m'intéresserai à la marge active à l'Est du bassin du Bengale qui accommode en partie le mouvement relatif entre l'Inde et la Birmanie. Nous verrons dans le Chapitre suivant (Chapitre III) qu'une partie significative du bassin est passée en subduction sous la Birmanie. Les hétérogénéités crustales, la nature même de cette croûte et les différentes épaisseurs sédimentaires sont autant d'éléments susceptibles de modifier le régime de déformation. Ce chapitre est consacré à ces questions.

### 1. Description générale du Bassin



**Figure II-1 :** Carte bathymétrique du Bassin du Bengale. Le carré noir indique la position du site ODP 217.

Le bassin du Bengale couvre le quart Nord-est de la plaque indienne. Il est bordé à l'Ouest par la marge passive indienne, à l'Est par la fosse de la Sonde, et au Nord par les plaines inondées du Bangladesh. A 15°N il est large de près de 1500km (figure II-1). La profondeur du bassin décroît progressivement de 3000m au Sud (14°N) à 2000m au Nord (19°N) (figure II-1). La pente continentale ramène la profondeur à quelques centaines de mètres au dessus de 20°N. La rupture de pente est remarquablement rectiligne et orientée Est-Ouest (figure II-1).

Au Sud de 15°N, la nature océanique de la croûte de ce bassin sédimentaire est bien démontrée (Curry et al., 1982). L'analyse de vitesses par sismique réfraction a montré son rajeunissement vers l'Est (Curry et al., 1982). Il a été formé lors de la dispersion du Gondwana au Crétacé inférieur. Il a ensuite accompagné l'Inde dans son déplacement vers le Nord puis sa

collision avec l'Asie. Depuis lors, un énorme afflux de sédiments clastiques provenant de l'érosion de la chaîne Himalayenne et transportés par le Gange-Brahmapoutre, a rempli ce bassin. Le delta du Bengale ainsi formé est le plus vaste au monde (200000 km<sup>2</sup>).

## 2. Stratigraphie

Les données d'ordre stratigraphique ne sont pas nombreuses. En effet, le volume de sédiments alluviaux dans le bassin du Bengale, et l'absence de sismique réflexion à haute pénétration, rendent difficile la détermination de l'âge et de la nature des ensembles sédimentaires. Ces informations proviennent principalement d'études réalisées sur ses marges et de deux forages DSDP (Deep Sea Drilling Program, sites 216 et 217) pour les zones profondes.

### a. Au Sud du Delta

Isolés de l'influence du delta du Brahmapoutre, les sites DSDP 216 et 217 donnent accès aux unités déposées lors de la dérive de l'Inde depuis le Crétacé. Les forages ont été réalisés sur la ride de 90°Est aux positions respectives 1°27'N 90°12'E et 8°55'N 90°32'E (figure II-1). Cinq unités stratigraphiques sont mises en évidence par ces deux puits (figure II-2). Elles démontrent l'approfondissement progressif de la ride.



- Unité 1 : unité volcanique faite de basaltes tholéïitiques. L'absence de laves en coussin et l'aspect vésiculaire des basaltes suggèrent une mise en place sous faible tranche d'eau. Les basaltes sont datés de  $81.2 \pm 0.8$  Ma au site DSDP 216 (Duncan et al., 1978).
- Unité 2 (~60m): Unité sédimentaire Campanienne caractérisée par des cherts dolomitiques. La dolomitisation est d'origine secondaire. Elle résulte de la transformation diagénétique de sédiments de plateforme.
- Unité 3 (~60m): Cendres et argiles volcanogéniques de la fin du maestrichtien. La présence de glauconites et de mollusques en indique un dépôt en eaux peu profondes.
- Unité 4 (~450m): Depuis le Campano-Maestrichtien jusqu'au Miocène moyen-terminale, les dépôts de boues rouges silicatées, craies et cherts indiquent un milieu de dépôt relativement profond sur la ride. La base de cette séquence contient des huîtres et des mollusques indiquant une origine en eau peu profonde au début de la sédimentation. La composition en glauconite de ces niveaux de base renforce cette conclusion. Au Paléocène, la disparition de la glauconite et les données paléontologiques attestent de l'approfondissement de la ride. Il y a une discordance Paléocène-Eocène dans cette unité.
- Unité 5 (~100m): Du Miocène moyen à l'actuel, les dépôts sont calcaires et d'origine océanique (boues rouges et craies). Ils ont été cependant déposés au dessus de la CCD (Carbonate Compensated Depth). Dans la partie supérieure, les boues rouges contiennent une proportion significative d'argiles terrigéniques liés à l'arrivée des turbidites du Delta du Brahmapoutre. Une discordance Miocène terminal a été observée.



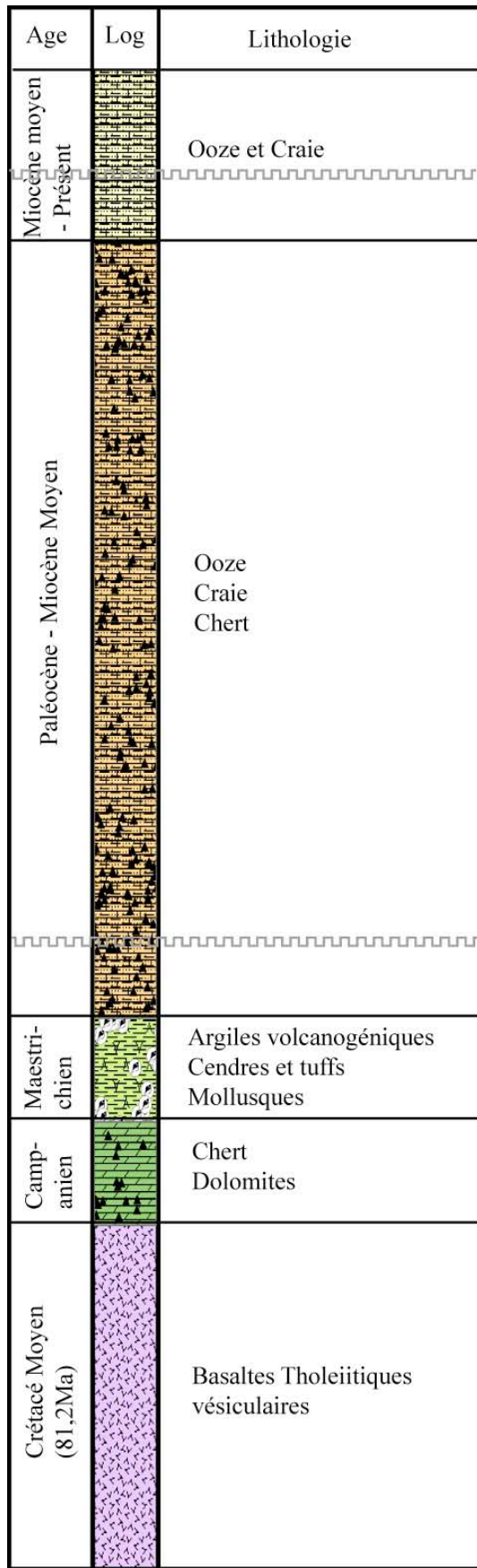


Figure II-2 : Log stratigraphique des dépôts sédimentaires sur la ride de 90°E d'après les compte-rendus scientifiques des forages DSDP 216-217.

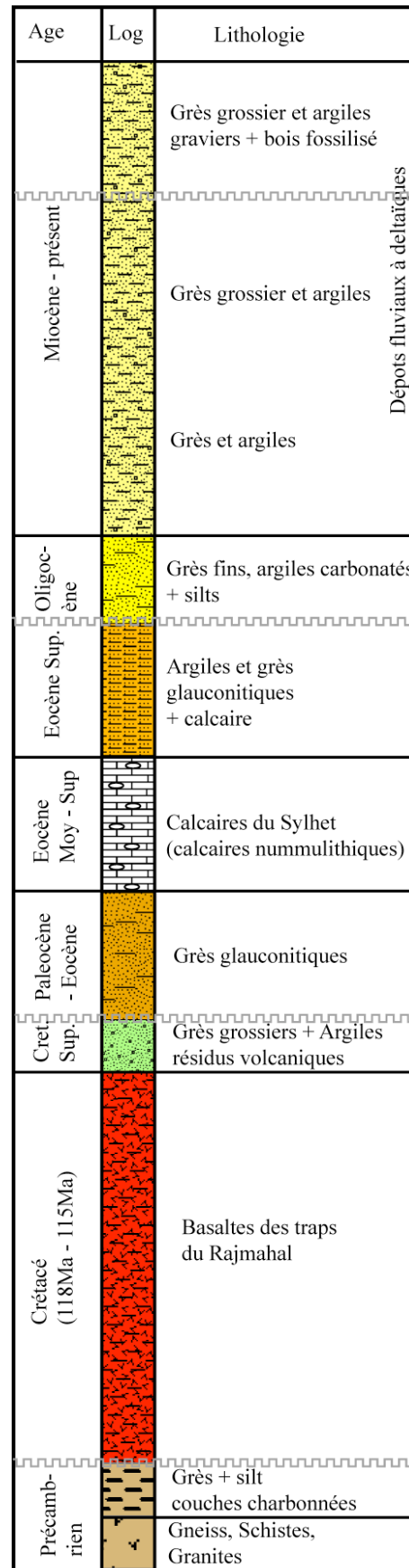


Figure II-3 : Log stratigraphique des dépôts sédimentaires du bassin du Bengale d'après Alam et al. (2003). L'âge des basaltes est donné par Kent et al. (2002).

### b. Dans la zone d'influence du delta

Au Nord de 10°N, les sédiments du Delta commencent à apparaître. Aucun forage ODP ou DSDP n'est disponible à cette latitude. Pour connaître les successions stratigraphiques dans cette partie du bassin, les auteurs ont recours aux observations faites sur les marges ou à proximité (forage pétroliers). Nous n'avons cependant aucune certitude que ce log stratigraphique (figure II-3) soit représentatif du bassin profond à cette latitude.

Je présente ici une province du Golfe du Bengale peu affecté par la tectonique locale d'après [Alam et al. \(2003\)](#).

- Unité 1 : Le craton indien est fait de roches Précambriennes. Il s'agit de gneiss (facies amphibolite), granites, granodiorites, tonalites et schistes ([Yoshida et al., 1992](#) ; [Alam et al., 2003](#)).
- Unité 2 : Ce complexe précambrien est recouvert principalement par des grès, silt et argiles provenant d'un environnement de plaine inondée. On y trouve des intercalations de couches charbonnées.
- Unité 3 (840m): Vient ensuite la série de traps du Rajmahal. Il s'agit de basaltes à hornblende, de basaltes à olivine et d'andésites, avec des intercalations de tufs et de cendres ([Alam et al., 2003](#)). L'âge des laves tholéitiques est de 118Ma et celui de filons situés au Sud-Ouest du Rajmahal a été estimé à 115Ma, suggérant une période d'activité de cette zone de 2 à 3Ma ([Kent et al., 2002](#)). Une centaine de mètres de grès grossiers et d'argiles, remaniant en partie ces roches volcaniques, reposent en discordance sur les basaltes.
- Unité 4 (500m): Des grès et silts, contenant de la glauconite (dépôt en domaine peu profond du Paléocène à l'Eocène inférieur) suivis des calcaires nummulitiques du Sylhet (Eocène moyen à terminal) recouvrent en discordance l'unité précédente ([Alam et al., 2003](#)). Les calcaires du Sylhet sont massif et compacts, indiqués par un réflecteur bien marqué dans la sismique. Il s'agit d'un environnement de dépôt peu profond
- Unité 5 (250m): Des alternances d'argiles et de grès glauconitiques, d'âge Eocène terminal recouvrent les calcaires du Sylhet ([Alam et al., 2003](#)). Ils se sont déposés dans un environnement deltaïque distal jusqu'à un environnement de plateforme ou de pente continentale. On y trouve parfois des passées calcaires fossilifères. Cet environnement de dépôt reste peu profond
- Unité 6 (165m): A l'Oligocène des alternances grès fin - argiles carbonatés - silts d'environnement deltaïque distal à marin reposent en discordance sur l'unité 4 ([Alam et al., 2003](#)).
- Unité 7 (900m): Au Miocène, les dépôts sont constitués d'alternances argilo-gréseuses mises en place en environnement deltaïque ([Alam et al., 2003](#) ; [Uddin et al., 2004](#)). Dans le haut de la séquence, des argiles et grès plus grossier, des graviers, des fragments de bois silicifiés se déposent dans un milieu fluvial-alluvial en contexte de



---

delta progradant. Ce genre de dépôts constitue l'essentiel des affleurements du district de Chittagong (Bangladesh) ou se trouve la partie externe de la chaîne Indo-Birmane. Une discordance est présente dans le Miocène terminal (Curry et al., 1971; Curry et al., 1982 ; Shwenk, 2003).

Lors de l'étude des données de sismique réflexion dans le bassin du Bengale, couplée aux données des puits DSDP, deux discordances ont été interprétées comme régionales (Curry et al., 1971; Curry et al., 1982 ; Shwenk, 2003). L'une est d'âge paléocène-éocène et correspondrait à la collision Inde-Asie, l'autre est Miocène terminal et correspondrait à la séparation Inde – Australie.

## II. Nature et origine du Bassin du Bengale

### 1. Données

Nous avons conduit deux campagnes de sismique réflexion dans le Golfe du Bengale : l'une en 2005 (campagne MARTABAN 2005 à bord du Marion Dufresne) et l'autre en 2007 (campagne BENGAL 3, à bord du Seabird explorer) (figure II-4). Il s'agit d'une sismique à longue écoute (15s), avec un streamer de 5km et 10km respectivement. Elle nous a permis d'imager la croûte jusqu'au Moho. Lors de l'acquisition, les basses fréquences ont été privilégiées pour observer le détail des structures de la croûte. La perte de signal haute fréquence dans la pile sédimentaire a été compensée en partie lors du traitement.

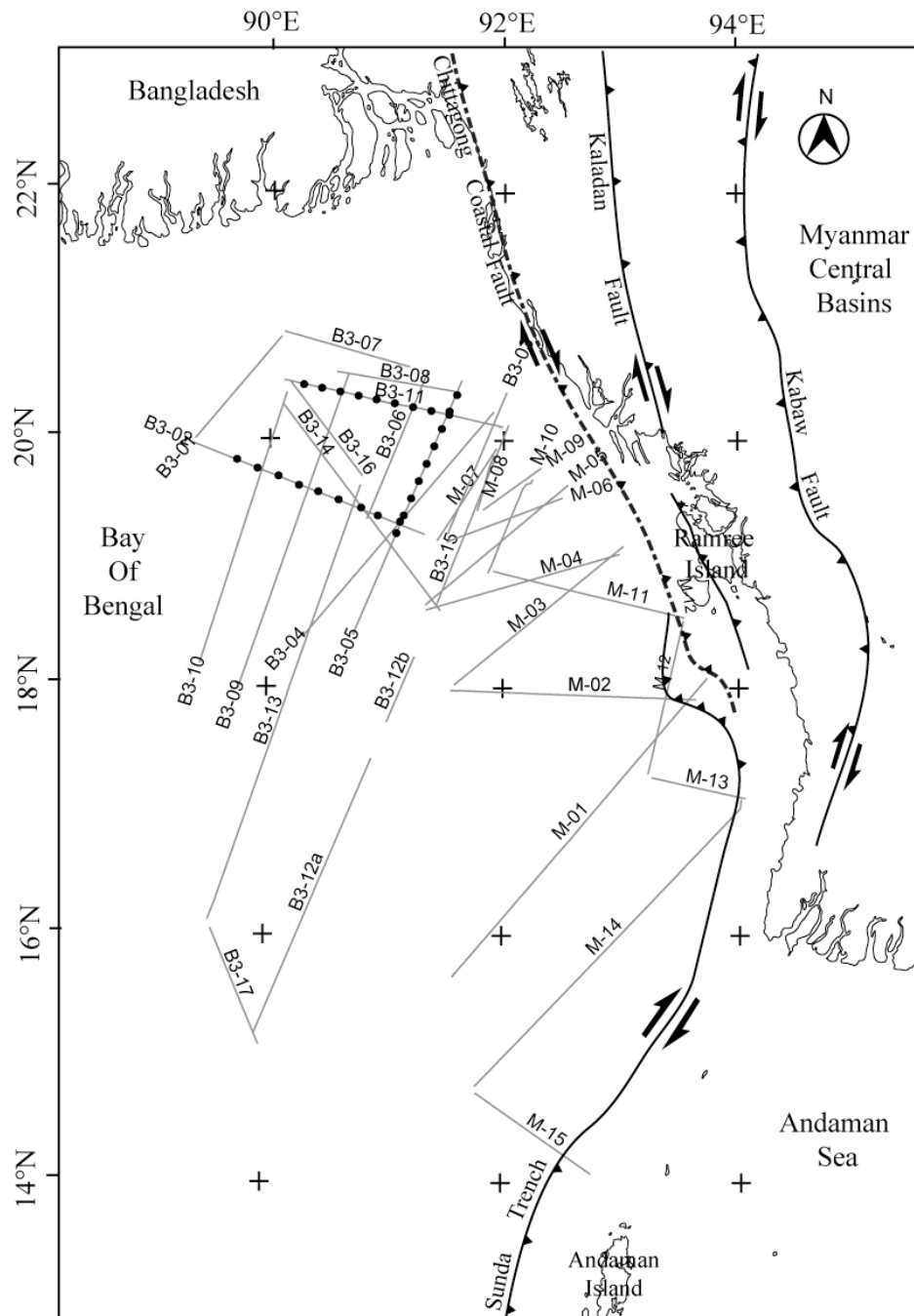
Pendant la campagne BENGAL 3, nous avons aussi acquis des données de sismique réfraction par OBS (Ocean Bottom Sismometers). L'objectif de cette acquisition était d'avoir une idée précise sur la nature de la croûte dans le Nord du bassin du Bengale et d'en imager une éventuelle déformation. Les données sont en cours de traitement à Taiwan mais quelques résultats préliminaires seront présentés dans ce travail.

Sur la base du résultat de ces campagnes et d'un ensemble de données industrielles (sismique et puits), je vais maintenant décrire la structure crustal du Golfe du Bengale.



### 2. Nature de la croûte du Bengale

La nature océanique de la croûte du Bengale a été mise en évidence par des données de sismique réflexion au Sud de 15°N (Curry et al., 1982; Gopala Rao et al., 1997). Plus au Nord, le débat existe toujours. Il est entretenu par l'absence d'anomalies magnétiques observable à cause de la « Magnetic Quiet Zone » du Crétacé. La limite Continent-Océan est communément suspecté le long de la forte anomalie gravimétrique traversant obliquement le Nord-Ouest du Bangladesh et de direction parallèle à celle de la marge Est-indienne plus au Sud. Sur la base de données de sismique réfraction, acquises à terre dans la région du Bengale, Kaila et al. (1992) proposent qu'une croûte continentale amincie soit en fait présente sous le Bangladesh. Brune et al. (1986) proposent qu'il s'agisse plutôt d'une croûte continentale. Ces auteurs déduisent l'épaisseur de la croûte par l'analyses de la dispersion des ondes de Love et de Rayleigh sous le bassin du Bengale. Selon eux, la croûte s'épaissit progressivement vers le Nord: elle a une épaisseur de 15km au Sud de l'Inde, puis 25km à 20°N et 35km sous la partie Nord du bassin du Bengale. Par une étude de sismique réfraction récente, une épaisseur de croûte de 30km sous le Bangladesh, au Sud du plateau du Shillong, a été confirmé (Mitra et al., 2005).

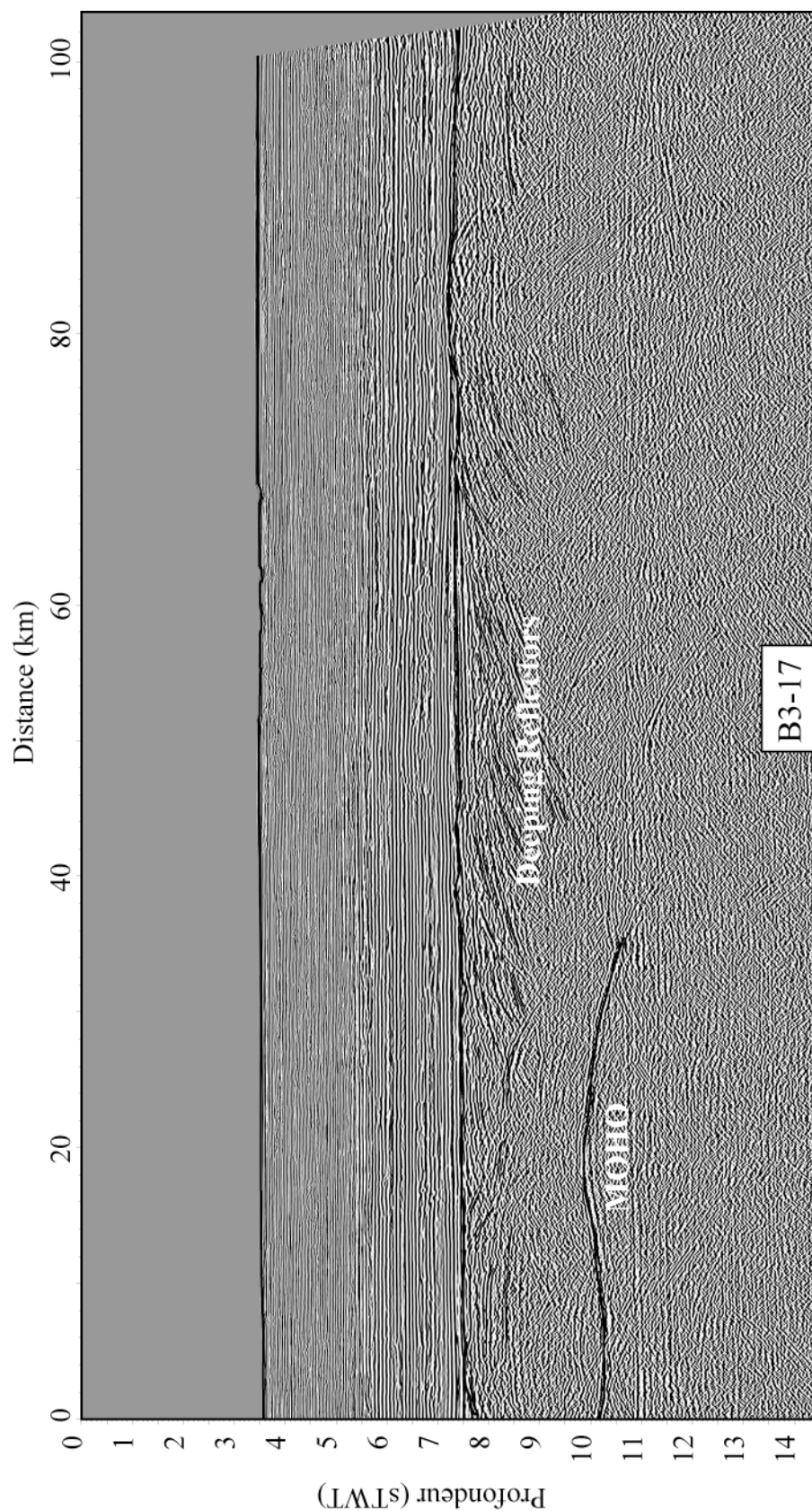


**Figure II-4 :** Plan de position des lignes sismiques tirées lors des campagnes Martaban 2005 et Bengal 3. Des ronds noirs indiquent la position des OBS déployés lors de la campagne Bengal 3.

Il semble que la croûte continentale indienne s'amincisse progressivement sous le Bangladesh. Il est légitime de se demander à partir de quelle latitude on peut s'attendre à trouver une croûte clairement océanique. Les données de sismique réflexion longue écoute et de sismique réfraction que nous avons acquises lors de nos deux campagnes dans le Golfe du Bengale apportent des éléments décisifs.

Sur le profil B3-17, situé à 16°N, on image clairement le Moho (figure II-5). Il est à une profondeur de 10sTWT environ, 2.5s sous le toit de la croûte. Les vitesses obtenues lors du traitement sont de l'ordre de 6-7km/s. La croûte a donc une épaisseur de 7.5 à 8.5km. On y

reconnaît des « seaward deeping reflectors ». La vitesse, l'épaisseur et la signature sismique de la croûte à 16°N en font clairement une croûte océanique.

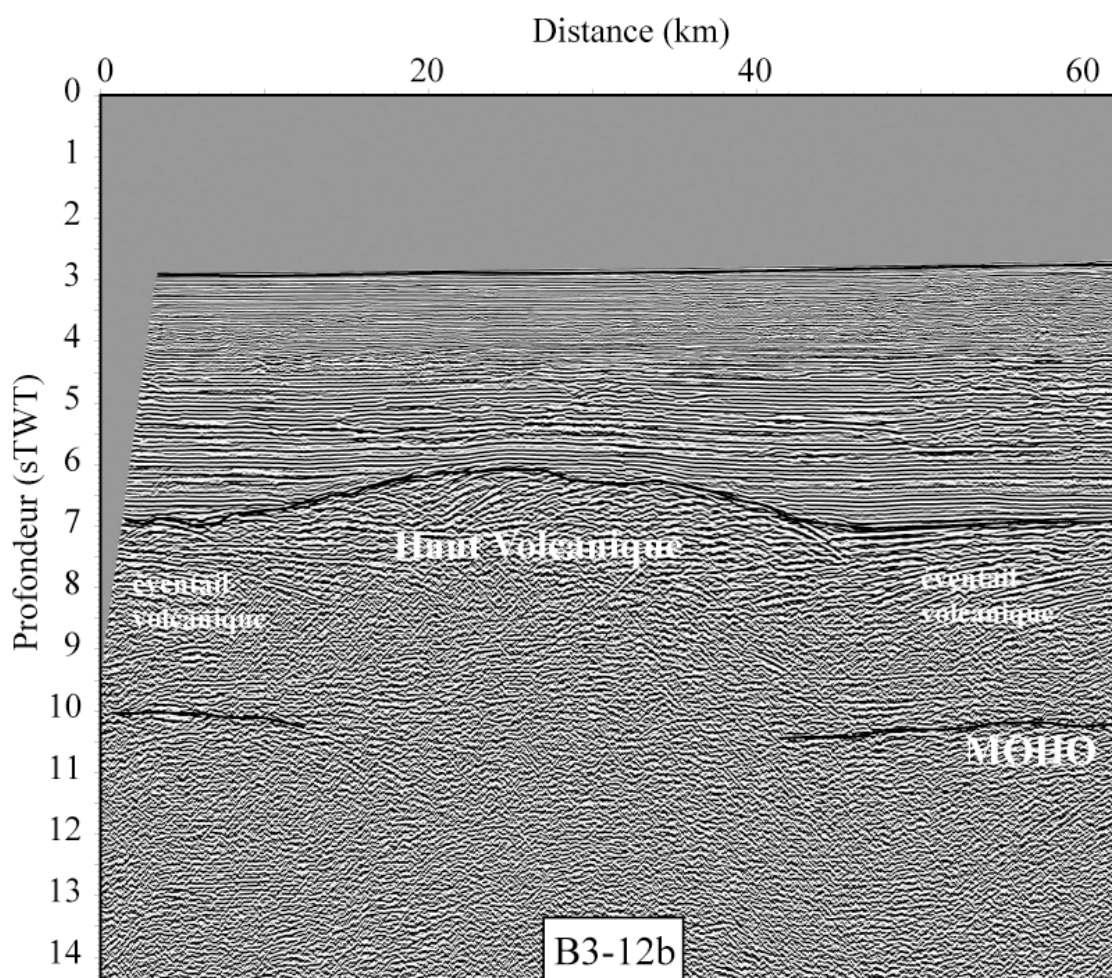


**Figure II-5** : Ligne sismique B3-17 imageant la croûte océanique à 16°N dans le Golfe du Bengale. La localisation est donnée sur la figure II-21.



A 18°N, la ligne B3-12b montre un exemple d'édifice volcanique (figure II-6). Les éventails de coulées associés sont aussi très bien imagés de part et d'autre. Ce type d'édifice volcanique se forme à proximité d'une zone d'expansion océanique. Il est peu probable qu'un tel édifice se soit mis en place sur une croûte continentale. Le Moho reste à une profondeur de l'ordre de 10sTWT, comme sur la coupe B3-17. Cependant la croûte est légèrement plus épaisse : 3sTWT. Avec des vitesses de 6 à 7km/s, l'épaisseur est comprise entre 9 et 10.5km. Il s'agit toujours d'une épaisseur de croûte océanique.

Même si on observe bien un épaississement vers le Nord comme suggéré par Brune et al. (1986), la croûte reste océanique à cette latitude.

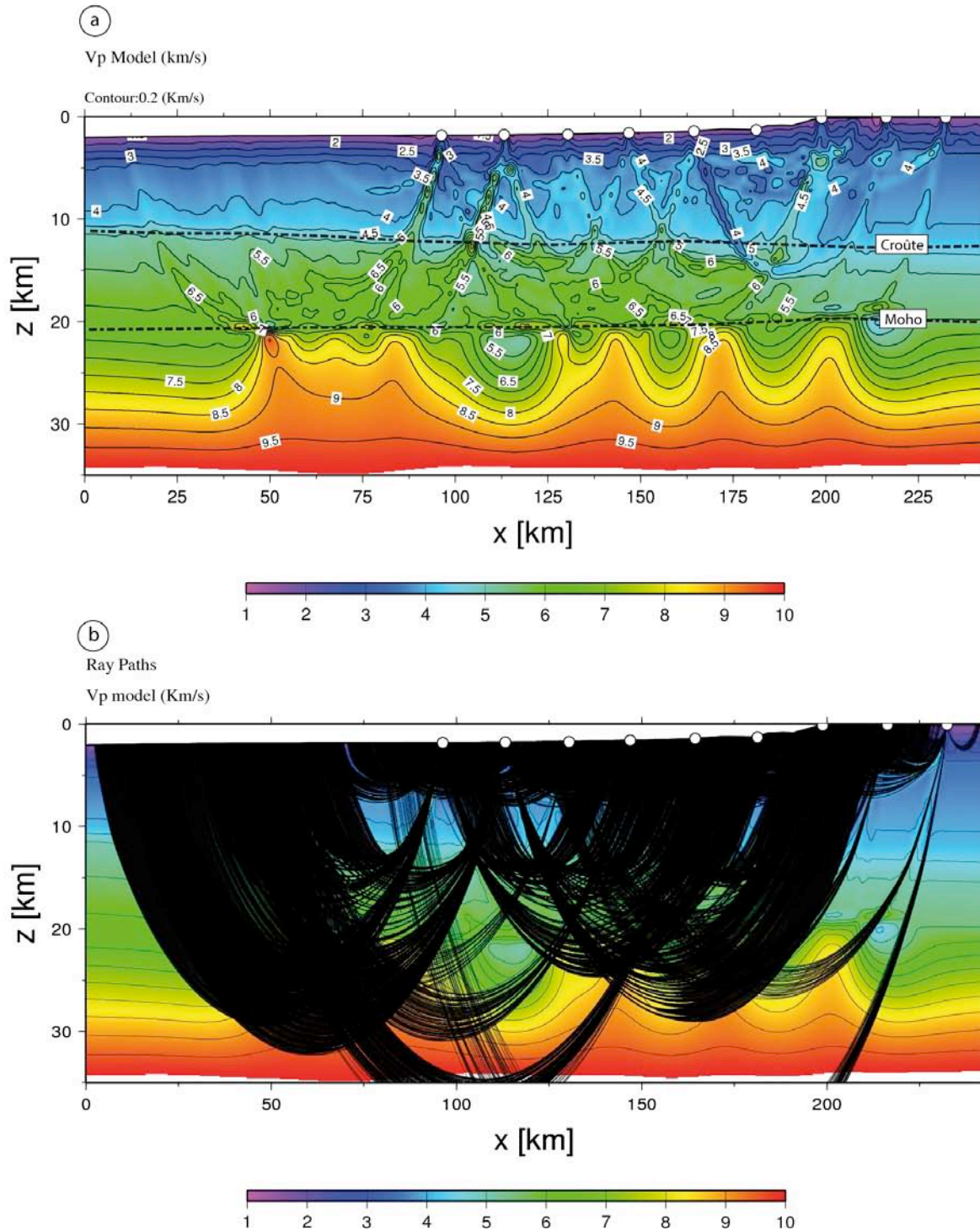


**Figure II-6:** Ligne sismique B3-12b illustrant un haut volcanique mis en place au sein d'une croûte océanique à 18°N dans le Golfe du Bengale. Cette ligne est localisée sur la figure II-4.

Plus au Nord, nos données de sismique réflexion ne permettent pas d'imager le Moho. Si la croûte continue de s'épaissir vers le Nord, on peut s'attendre à y trouver une croûte continentale amincie. Dans cette zone il est nécessaire de faire appel à la sismique réfraction pour déterminer la structure crustale du bassin.

Je présente ici les résultats préliminaires du traitement des données de réfraction (figure II-7). Les OBS ont été déployés le long de 3 lignes sismiques (figure II-4). Ce profil correspond à la

ligne B3-05. La couverture des rais est suffisamment bonne pour donner avec précision la position du Moho et du toit de la croûte au moins dans la partie centrale du profil.



**Figure II-7** : Résultat préliminaire du traitement des données de seismic refraction. Neuf OBS (ronds blancs) ont été déployés le long de la ligne sismique B3-05 dont la localisation est fournie sur la figure II-4 .a. Modèle de vitesse obtenu. b. Tracé des rais utilisés pour construire ce modèle de vitesse.



La vitesse dans les sédiments est relativement faible. Elle atteint un maximum de 4km/s au dessus de la croûte. Cela s'explique par l'afflux rapide des clastiques qui n'ont donc pas eu le temps d'être fortement compactés. Dans des puits réalisés à terre au Bangladesh, il est d'ailleurs courant d'observer des couches d'argiles sous-compactées (Sikder et Alam, 2003 ; Zahid et Uddin, 2005). D'après ces données de sismique réfraction, la croûte a une épaisseur de moins de 10km et des vitesses élevées caractéristique d'une croûte océanique (plus de 7km/s).

D'après toutes ces observations, il est clair que la croûte du Golfe du Bengale est océanique au moins jusqu'à 20°N. La transition Océan Continent se situe probablement sous le Bangladesh, peut-être par l'intermédiaire d'une croûte continentale amincie.

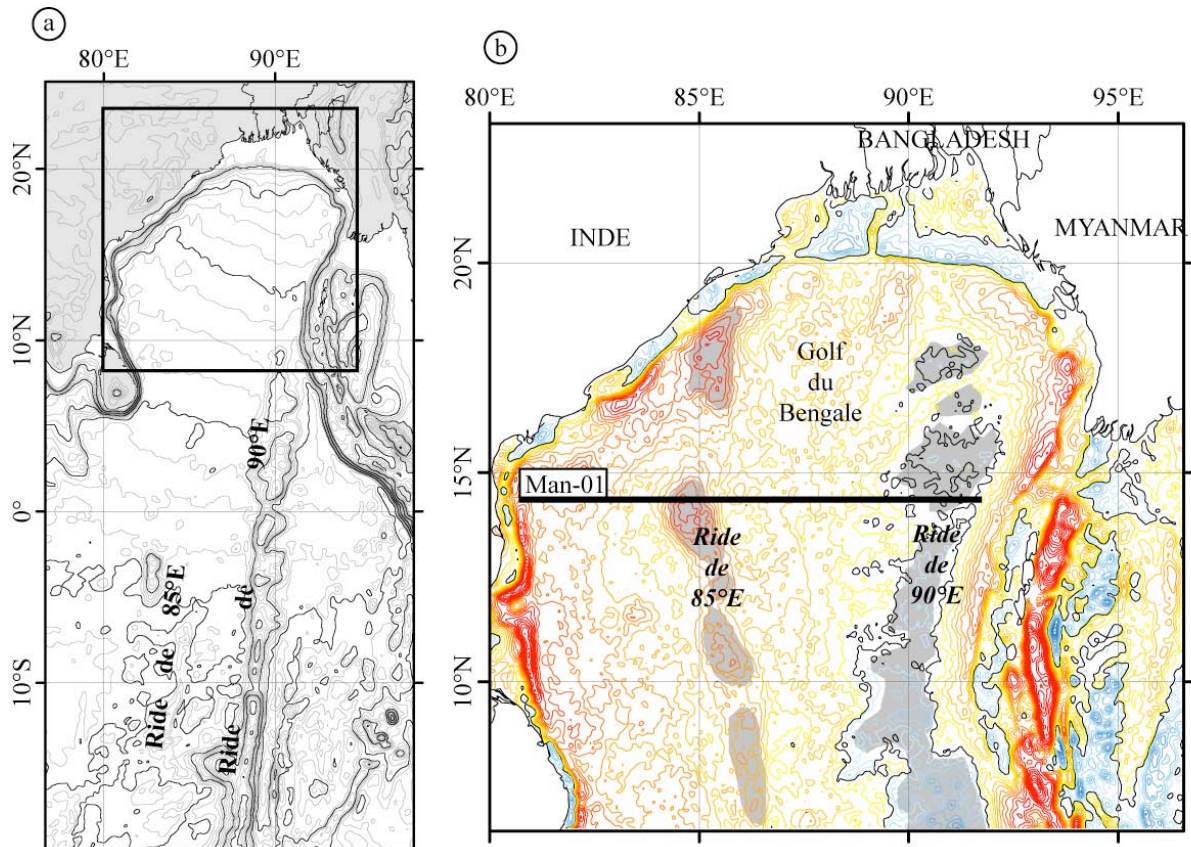
Je vais maintenant discuter des deux hétérogénéités majeures traversant le Bassin du Bengale : les rides 85°E et 90°E.

### *3. Les rides de 85°E et de 90°E*

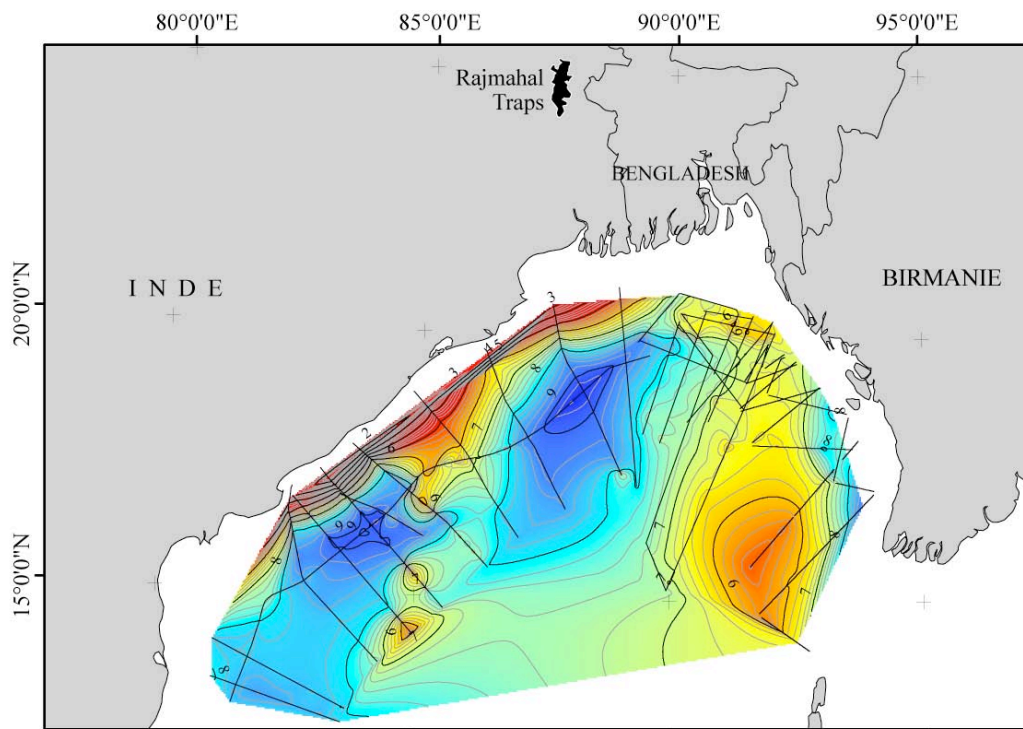
Le Bassin du Bengale est parcouru du Nord au Sud par deux rides : la ride de 85°E et la ride de 90°E. Elles sont toutes deux interprétées comme la trace d'un point chaud. La ride de 90°E est clairement associée au point chaud de Kerguelen dans de nombreuses reconstructions cinématique (Ramana et al., 2001; Kent et al., 2002; Gaina et al., 2003; Desa et al., 2006). Ces deux rides s'observent bien dans la bathymétrie jusqu'à 10°N environ (figure II-8a). Plus au Nord elles disparaissent sous la pile sédimentaire du delta du Bengale. Elles restent cependant marquées par des anomalies gravimétriques significatives (figure II-8b).

A l'aide des données de sismique réflexion que nous avons acquises lors des campagnes MARTABAN 2005 et BENGALÉ 3, complétées par des données industrielles, j'ai obtenu une carte de la profondeur du socle (en temps) (figure II-9).

Cette carte montre clairement la présence des deux rides dans cette partie du bassin. Elles sont séparées par un large dépocentre rempli de près de 9s de sédiments mésozoïque à quaternaire. Elles sont morphologiquement très différentes. La ride de 90°E est très large et continue. Elle s'atténue progressivement vers le Nord pour disparaître autour de 20°N. A l'inverse, la ride de 85°E est plus étroite et segmentée. Entre 15°N et 17°N, cette dernière est même formée de deux rides distinctes. Vu leur alignement avec la ride, les basaltes du Rajmahal pourraient en être la continuation dans le continent. Les rides de 85°E et 90°E ont des signatures géophysiques très différentes comme l'attestent les profils d'anomalies magnétiques et gravimétriques publiés par Gopala Rao et al. (1997) (figure II-10)



**Figure II-8 :** a. Carte bathymétrique de l'océan indien montrant la trace des rides de 90°E et de 85°E. b. Carte d'anomalie gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 1997) montrant la signature des rides de 90°E et de 85°E dans le Golfe du Bengale. Le code de couleur est bleu pour une anomalie positive et rouge pour une anomalie négative. Les contours sont tous les 10mGal. Un contour noir marque le 0.



**Figure II-9 :** Carte de la profondeur du socle en temps (TWT) dans le Nord du bassin du Bengale. Les contours sont tracés toutes les 200ms. Les lignes sismiques utilisées pour réaliser cette carte sont superposées en noir. On note qu'il n'y a pas de donnée au centre-Sud de la carte, ce qui induit une interpolation très approximative dans cette région.



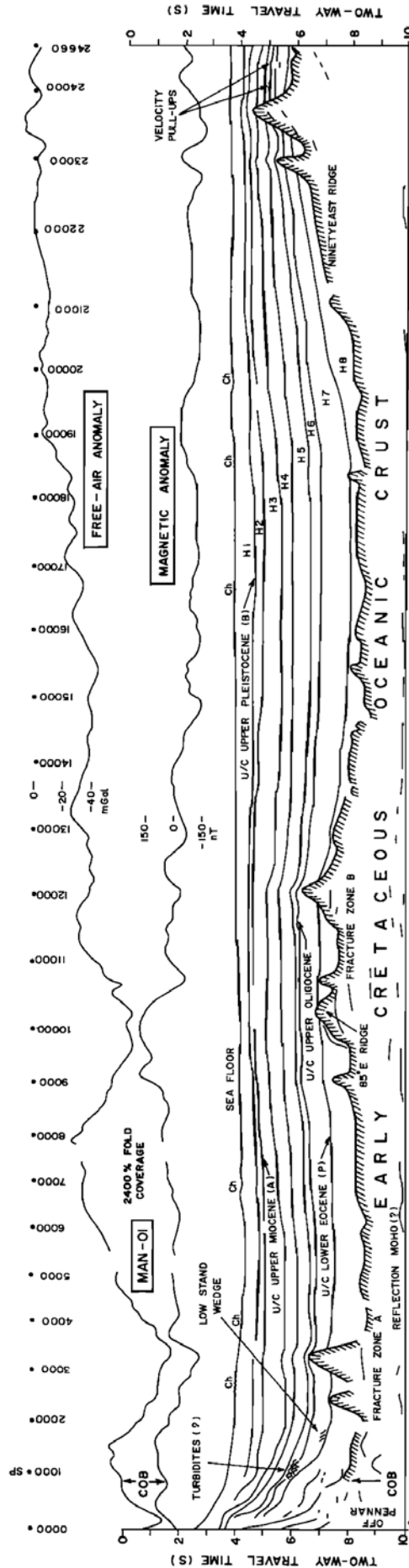


Figure II-10 : Profil géophysique Est-Ouest MAN-01 (anomalie magnétique, anomalie gravimétrique à l'air libre et sismique réflexion) obtenue dans le Bassin du Bengale à 14°N. Il illustre la différence de signature entre la ride de 90°E et la ride de 85°E (Gopala Rao et al., 1997). La localisation du profil est indiquée sur la figure II-8

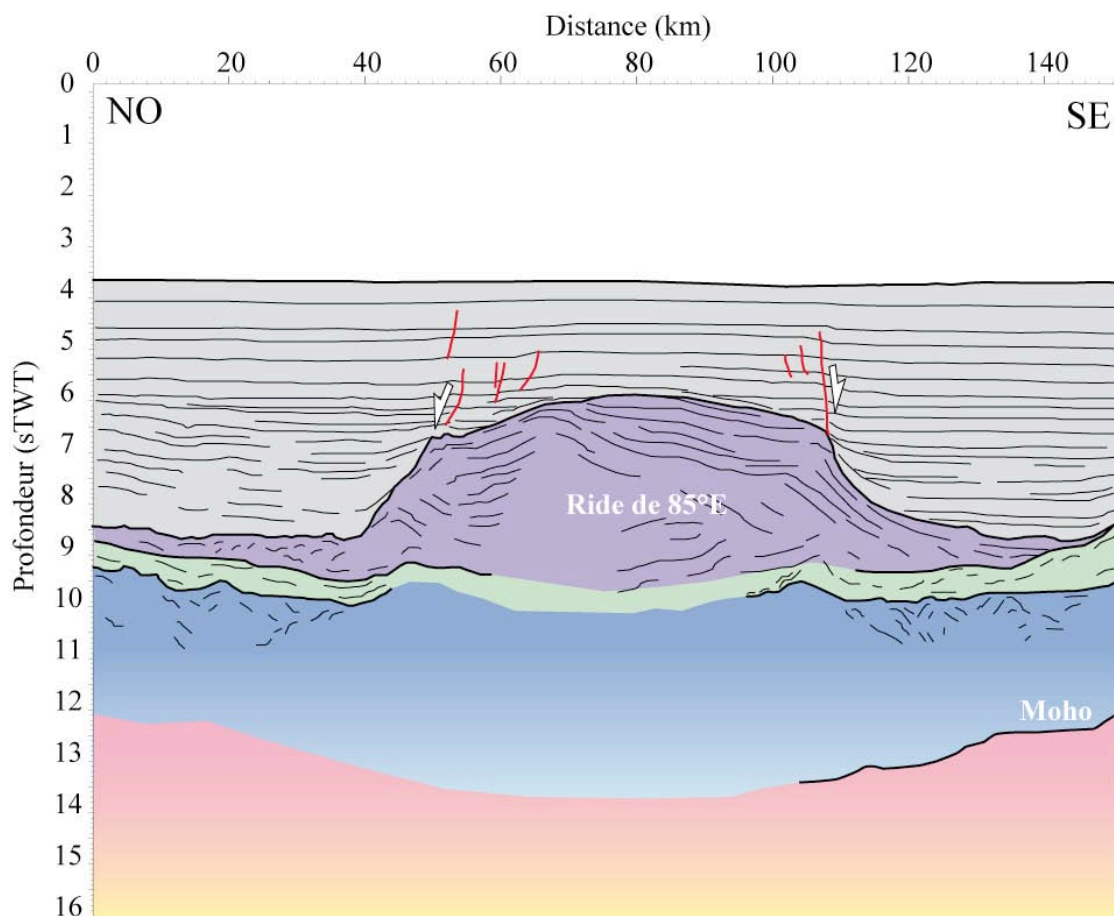
## a. La ride de 85°E

La ride de 85°E est caractérisée par une anomalie gravimétrique à l'air libre négative comprise entre -75mGal (Mukhopadhyay et al., 1991) et -90mgal (Subrahmanyam et al., 2001). A la suite d'une campagne de mesure magnétique en mer sur un profil situé à 14°N, il a été montré que la ride de 85°E est marquée par une anomalie magnétique de -250nT (Banerjee et al., 1995). Que ce soit du point de vue magnétique ou gravimétrique, il y a des variations abruptes et fortes au passage de la ride de 85°E. Il s'agit d'une hétérogénéité rhéologique majeure dans la croûte du Bengale.

Les données sismiques industrielles donnent une image remarquable de la ride (figure II-11). Elle constitue un haut de 100km de large. Au dessus de ses flancs très raides, des failles normales accommodent un différentiel de compaction. Les coulées volcaniques ont pu être imagées à l'intérieur de la ride. On distingue même un système de coulées progradantes dans sa moitié Est. Des cônes de laves sont présents de part et d'autre de la ride.

Le Moho est à une profondeur d'environ 12sTWT. La croûte a une épaisseur de l'ordre de 3s (de 9 à 12km d'épaisseur pour des vitesses de 6 à 8km/s). Il s'agit donc probablement d'une croûte océanique à cette latitude.

La ride ne repose pas directement sur la croûte océanique. Des sédiments ont eu le temps de se déposer avant la mise en place de la ride. De plus, la croûte océanique est fléchie sous le poids de la ride. Le socle était donc probablement rigide au moment de cette mise en place.



**Figure II-11** : « Line drawing » d'une ligne sismique industrielle au large des côtes est-indiennes à 15°N. Elle illustre la morphologie de la ride de 85°E.

L'ensemble de ces observations suggèrent que la ride est sensiblement plus jeune que la croûte sur laquelle elle repose. [Subrahmayam et al. \(2001\)](#) suggèrent que la croûte devait être 35Ma plus vieille que la ride pour pouvoir la supporter.

## b. La ride de 90°E

### i. Signature géophysique

Contrairement à la ride de 85°E, la ride de 90°E est caractérisée par une anomalie gravimétrique à l'air libre positive comprise entre +40mgal ([Mukhopadhyay et al., 1991](#)) et +10mgal ([Gopala Rao, 1997](#)). On ne note pas d'anomalie magnétique significative ([Gopala et al., 1997](#)). L'anomalie gravimétrique observée dans le Golfe du Bengale s'explique en partie par la flexure de la plaque en face de la subduction Indo-Birmane. Cette absence d'anomalie gravimétrique et/ou magnétique forte suggère que la ride ait une rhéologie proche de la croûte environnante.

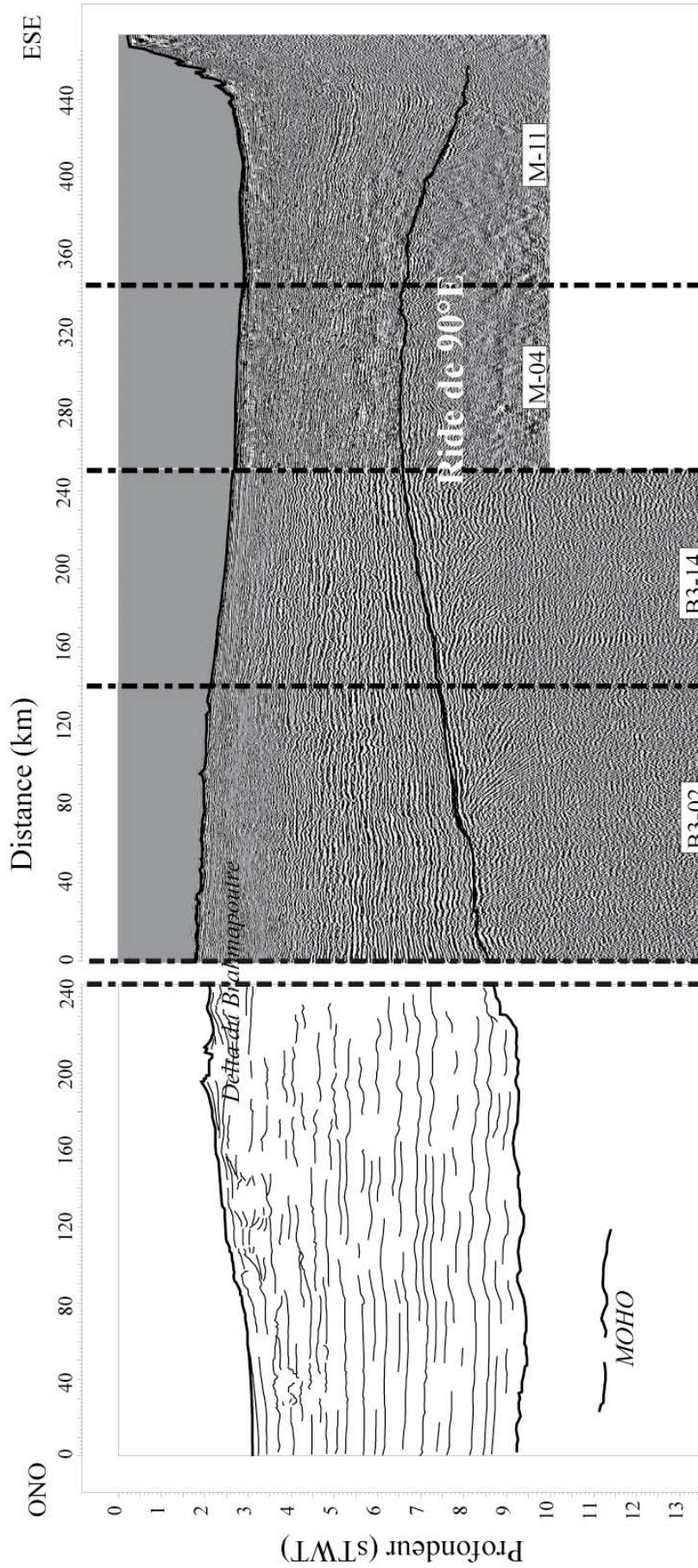
### ii. Signature sismique

A l'aide de profils sismique autour de 14°N, [Gopala Rao et al. \(1997\)](#) ont constaté que la ride est divisée en deux grabens. Ils proposent que la ride soit affectée par une déformation sénestre qui lui confère cette segmentation en-échelon jusqu'à 14°30'N. Cette segmentation s'observe sur la carte bathymétrique ([figure II-8a](#)). La déformation senestre de la ride est générée par la séparation de l'Inde et de l'Australie ([Delescluse et al., 2006](#)).

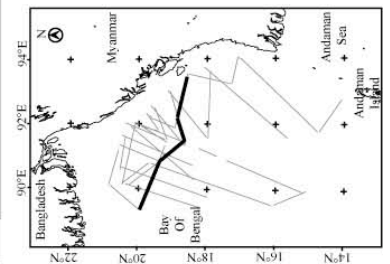
Les profils sismiques que nous avons acquis permettent d'imager la ride au Nord de 15°N. A ces latitudes elle n'est pas marquée par un relief abrupt, comme celui de la ride de 85°E, mais plutôt par un bombement de plus de 400km de large ([figure II-12](#)). Les onlaps des séries sédimentaires profondes sur le flanc ouest de la ride indiquent que le relief s'est mis en place très tôt dans l'histoire du bassin. Les séries Crétacé à Eocène se sont déposées en discordance sur la ride ([Curry et al., 1982](#) ; [Gopala Rao et al., 1997](#)).

Les sédiments recouvrant la ride sont bombés avec elle. Ce bombement est probablement dû à la subduction Indo-Birmane. A partir de données de puits, nous verrons dans le Chapitre IV que cette flexure a pu débuter au Miocène supérieur.

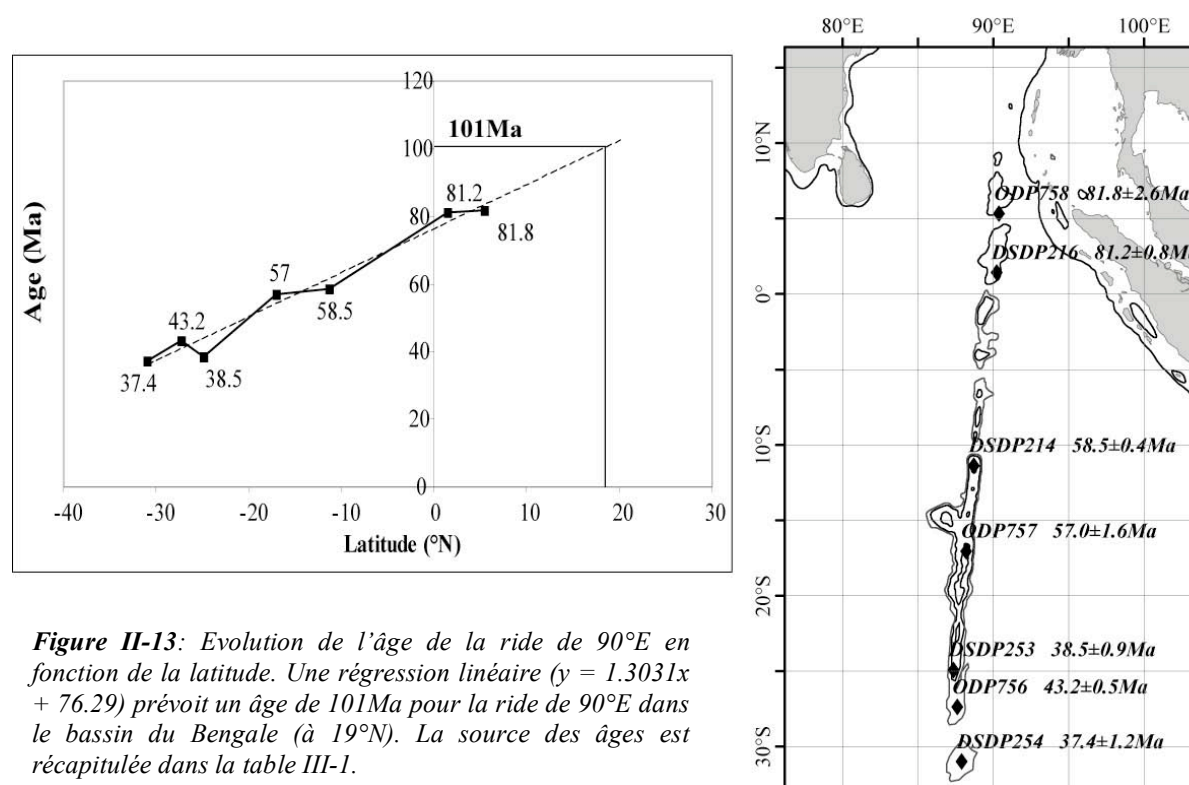
Contrairement à la ride de 85°E, on n'observe pas de structure de charge sur la croûte. Ceci, ajouté à l'absence d'anomalie magnétique et gravimétrique significative, suggère qu'elle s'est mise en place à la période de formation de la croûte océanique.



**Figure II-12 :** Ligne sismique composite illustrant la topographie de la croûte formée par la ride de 90°E. La composition est complétée, à l'ouest, par un « line-drawing » obtenu à partir d'un profil industriel.



On peut estimer l'âge de la ride dans le bassin du Bengale à partir des données de datation publiées sur des sites ODP et DSDP. A l'aide d'une régression linéaire sur l'âge en fonction de la latitude, j'estime l'âge de la ride à 19°N : ~100Ma (figure II-13 ; table III-1).



**Figure II-13:** Evolution de l'âge de la ride de 90°E en fonction de la latitude. Une régression linéaire ( $y = 1.3031x + 76.29$ ) prévoit un âge de 101Ma pour la ride de 90°E dans le bassin du Bengale (à 19°N). La source des âges est récapitulée dans la table III-1.

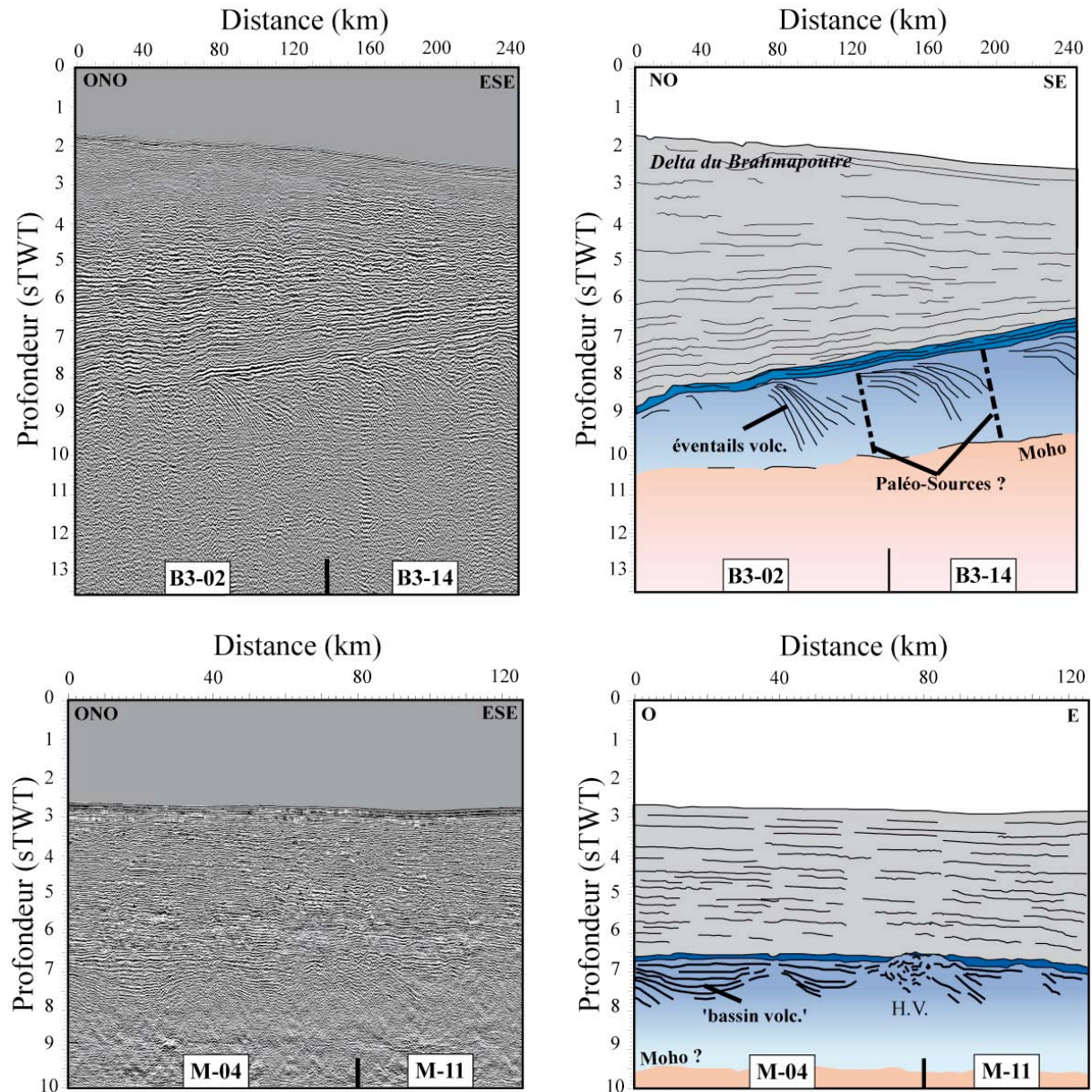
Site ODP/DSDP	Latitude (°)	Longitude (°)	Age (Ma)	Source
DSDP254	-30.966	87.900	37.4 ± 1.2	Duncan (1978)
ODP756	-27.350	87.600	43.2 ± 0.5	Duncan (1991)
DSDP253	-24.883	87.366	38.5 ± 0.9	Duncan (1978)
ODP757	-17.016	88.183	57.0 ± 1.6	Duncan (1991)
DSDP216	1.466	90.200	81.2 ± 0.8	Duncan (1978)
ODP758	5.383	90.366	81.8 ± 2.6	Duncan (1991)
DSDP214	-11.333	88.716	58.5 ± 0.4	Duncan (1978)

**Table III-1 :** Récapitulatif des âges de la ride avec leur source. Modifié d'après Coffin et al. (2002).

c. Structure interne de la ride 90°E

i. Une province volcanique

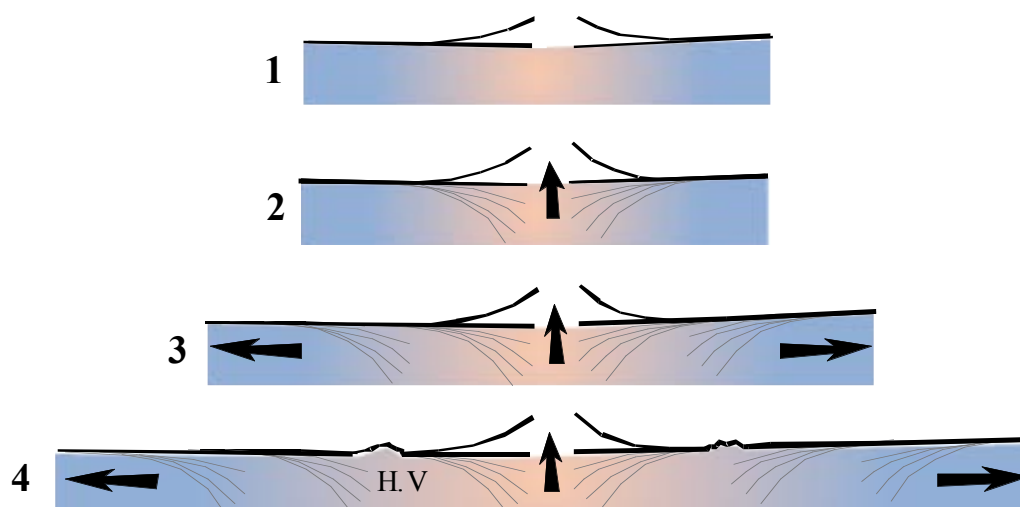
Dans le Bassin du Bengale, la ride 90°E ressemble plus à une vaste province volcanique (une LIP, Large Igneous Province ?) qu'à une simple ride. En effet, elle est structurée par un ensemble complexe d'édifices volcaniques. De multiples éventails de SDR (Seaward Dipping Reflectors), dans des directions variées, indiquent l'existence de plusieurs point-sources. La [figure II-14](#) montre les trois types de figures volcaniques que l'on peut observer dans la ride 90°E : des SDR, des « bassins » et des hauts volcaniques.



**Figure II-14 :** Exemple de figures volcaniques observées dans la ride de 90°E. En haut : des éventails de coulées ; en bas : des mini bassins et un haut volcanique (H.V., à 80km). Ces extraits sont tirées de la composition présentée en figure II-9. Le Moho n'a pas été observé sur les lignes M. Cependant, comme la ligne M-4 prolonge la ligne B3-14, on s'attend à l'observer entre 9 et 10s.



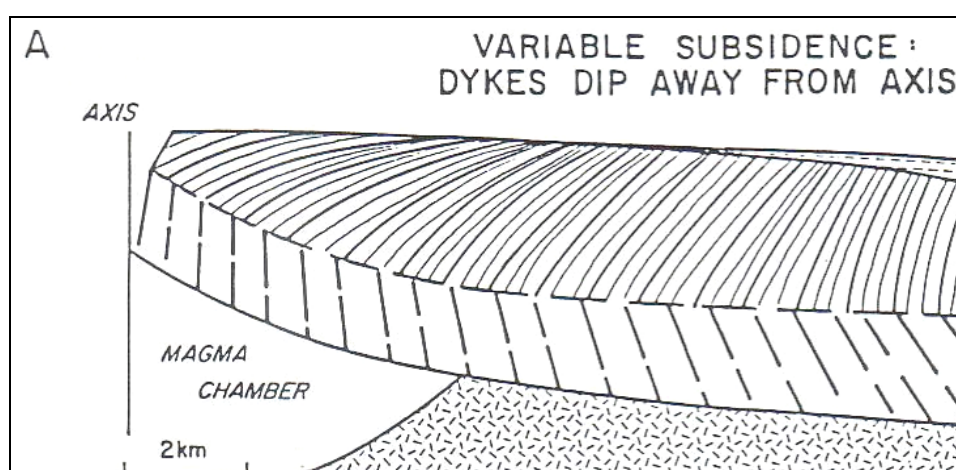
La formation des SDR et des hauts volcaniques s'explique simplement à partir d'une source ponctuelle au centre d'expansion océanique (figure II-15). Sous l'effet de l'extension, les coulées de basaltes tholéïtiques s'inclinent progressivement (figure II-15, étapes 1 et 2). Des couples de séquence de SDR se forment alors de part et d'autre. Comme la source est située au centre d'expansion, des séquences de SDR peuvent se succéder sur plusieurs kilomètres de chaque côté (figure II-15, étape 3). Une source abandonnée peut être « capturée » par le rift lors de l'extension. On trouve alors la source fossile, un haut volcanique, et sa séquence de SDR associée (figure II-15, étape 4). L'ensemble de l'édifice, c'est-à-dire les SDR et le haut volcanique, peut être capturé par l'extension. Cela expliquerait les différentes directions d'éventails (comme sur la figure II-6 par exemple).



*Figure II-15 : schéma illustrant la formation des SDR et des hauts volcaniques en 4 étapes (voir le texte pour le détail des étapes).*

Si une coupe passe à proximité d'un haut volcanique, on image un « bassin », dans la croûte, comme ceux illustrés sur la figure II-14 (en bas).

Ce modèle de formation des SDR à la source d'expansion océanique a déjà été décrit par de nombreux auteurs (Mutter et al., 1982 ; Nicolas, 1989 ; Planke et al., 1994) (figure II-16).



**Figure II-16:** Inclinaison des coulées volcaniques (représentées par des traits continus noir) à l'axe de la ride sous l'effet d'une subsidence rapide. On note que les dykes (tirets noirs) sont, dans ce cas, inclinés vers le continents quand on s'éloigne de l'axe de la ride. Cette figure illustre le modèle proposé par Nicolas (1989).



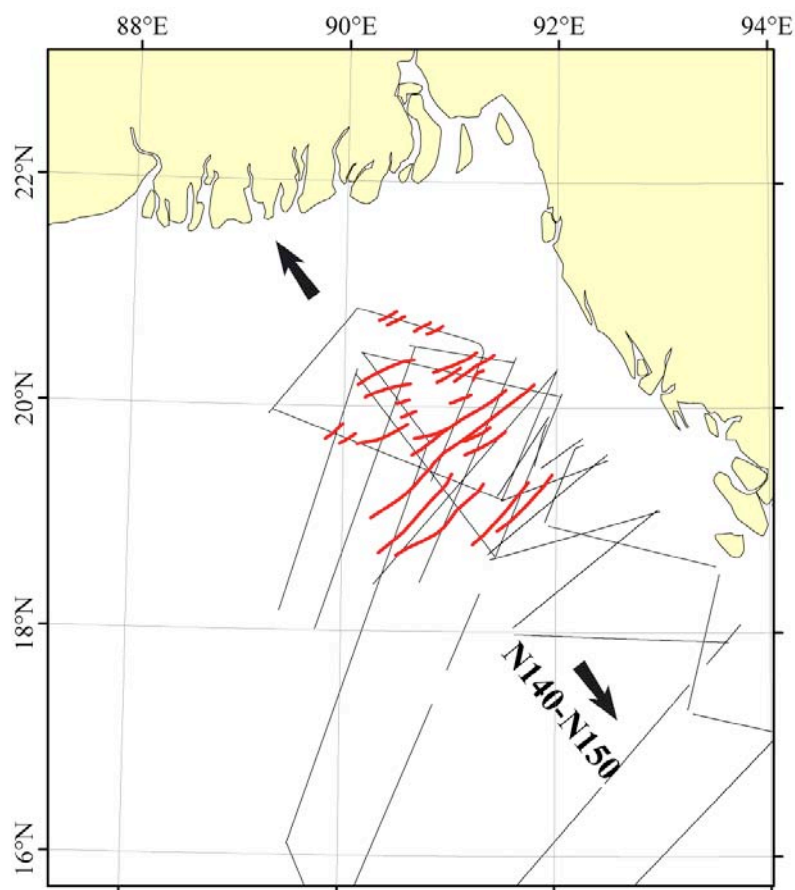
ii. La ride de 90°E au centre d'expansion océanique à 100Ma ?

Nous avons vu plus haut que la province volcanique, qui constitue la ride de 90°E dans le Golfe du Bengale, s'est probablement mise en place en même temps que la croûte océanique environnante. On peut donc s'attendre à ce que la répartition des sources volcaniques dans cette région ne soit pas aléatoire mais contrôlée par la direction d'expansion océanique. Pour tester cette hypothèse, j'ai corrélé, dans nos données sismiques, les extrémités des séquences de SDR. Leur position est théoriquement associée à celle de la source au moment de leur formation.

La direction d'alignement des séquences de SDR est perpendiculaire à la direction d'extension prédite par l'étude des anomalies magnétiques (N140°E) (Ramana et al., 2001; Kent et al., 2002; Gaina et al., 2003; Desa et al., 2006) (figure II-17).

La structure de la ride, l'alignement des séquences de SDR, contrôlé par la direction d'ouverture, et l'absence d'anomalie magnétique et gravimétrique forte suggère que la ride, et donc le point chaud de Kerguelen, ont pu se trouver au centre d'expansion océanique au moment de sa mise en place à environ 100Ma.

Je vais maintenant discuter de l'ouverture du bassin du Bengale et déterminer sa position à 100Ma par rapport au point chaud de Kerguelen.



**Figure II-17:** Alignement des structures volcaniques constituant la ride de 90°E (en rouge). Elles sont alignées N50°E-N60°E. ce résultat est obtenu par corrélation des structures volcaniques au travers des lignes sismique acquises pendant les campagnes MARTABAN 2005 et BENGAL 3. les flèches indiquent la direction d'ouverture à 100Ma (d'après Desa et al.2006),

#### 4. Ouverture du bassin du Bengale

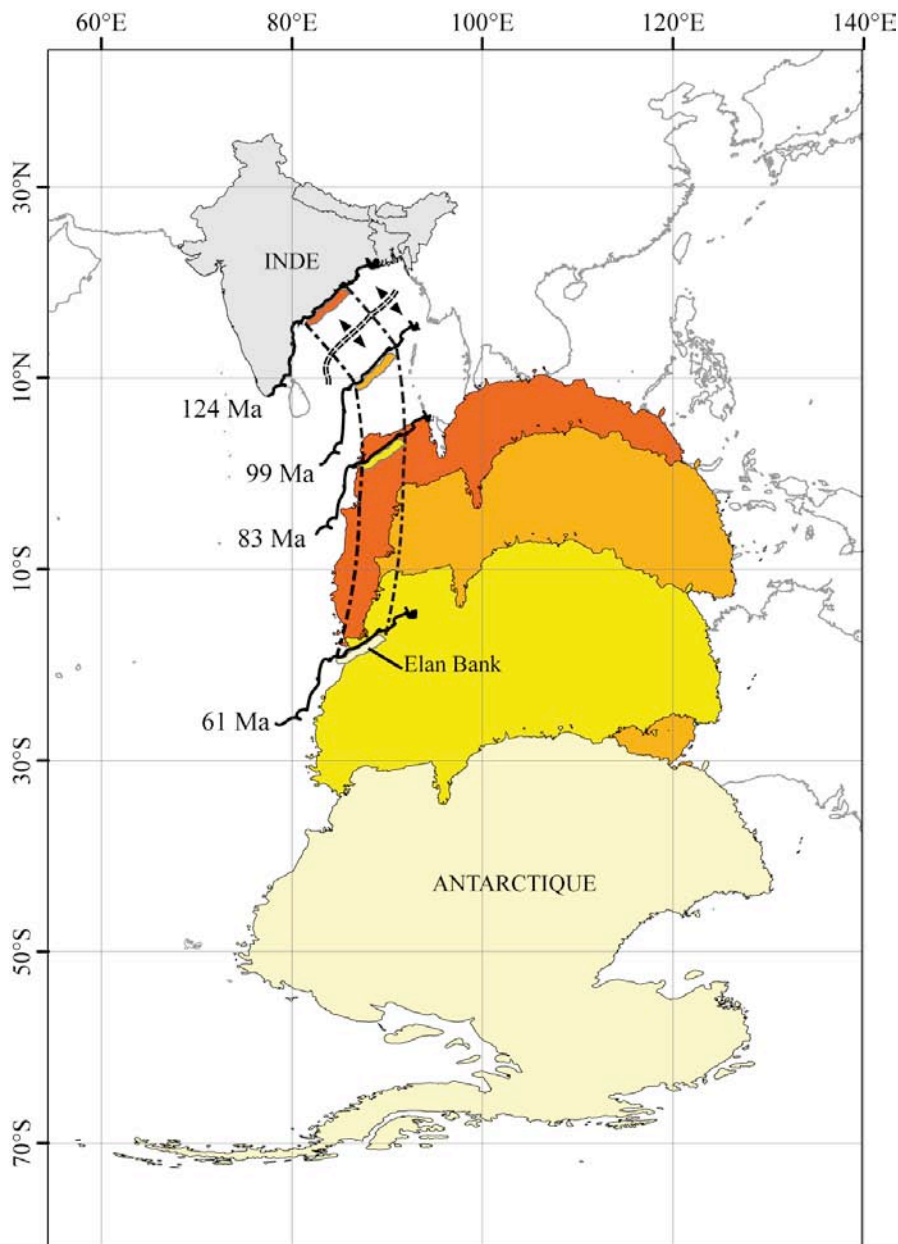
Dans la [table III-2](#), je rappelle les pôles de rotation utilisés dans le Chapitre I pour reconstituer le chemin de l'Inde. Je vais utiliser ces mêmes pôles de rotation pour discuter de l'ouverture du Bassin du Bengale.

L'Inde a commencé à se séparer de l'Antarctique à 135-140Ma. Nous avons vu dans le premier chapitre que le bassin du Bengale a réellement commencé à s'ouvrir à 124Ma à partir du saut de la ride, capturant le micro-bloc continental indien d'Elan Bank ([Gaina et al., 2003](#)). La reconstruction du bassin du Bengale doit donc se faire entre Elan Bank et l'Inde à partir de 124Ma.

La [figure II-18](#) montre une telle reconstruction. Une simple inversion des rotations m'a permis de replacer l'ouverture dans le référentiel plus adapté de l'Inde.

Age	Lat (°)	Long (°)	Rot (°CWN)	Auteur
140Ma	-2.8	13.2	-90.57	Ramana et al. (2001)
133Ma	1.5	8.4	-84.95	Ramana et al. (2001)
133-124 Ma	27.32	178.8	-9.82	Gaina et al. (2003)
99Ma	6.9	3.3	-71.47	Gaina pers. Com.
83Ma	12.2	7.2	-61	Gaina pers. Com.
61Ma	15.2	9.5	-40.57	Gaina pers. Com.

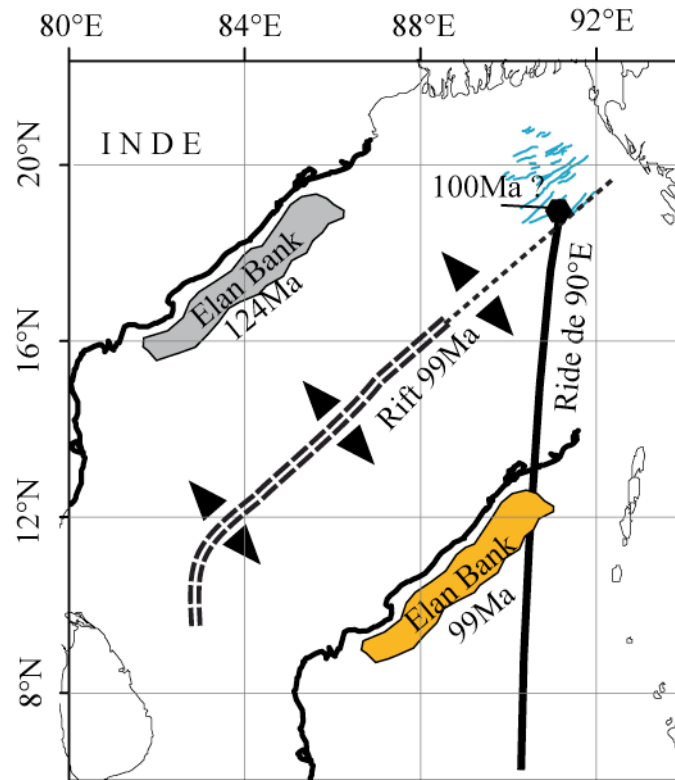
**Table II-2 :** Pôles de rotation utilisés pour réaliser la reconstruction de la figure II-18. Les rotations sont comptées dans le sens horaire par rapport au Nord.



**Figure II-18 :** Reconstruction cinématique de l'ouverture du bassin du Bengale et de l'océan indien entre 124 et 61Ma dans le référentiel de l'Inde fixe. L'ouverture s'est faite entre le groupe Antarctique + micro bloc Elan Bank et l'Inde (Gaina et al., 2003). Les pôles utilisés sont listés dans la table III-2. La direction des transformantes est représentée en pointillé. Un double trait illustre la position approximative du rift à 99Ma.

Nous avons vu que, dans le bassin du Bengale, la ride de 90°E s'est formée en même temps que la croûte océanique. D'après la figure II-13, la croûte océanique est donc âgée d'environ 100Ma à 19°N dans l'axe de la ride.

La figure II-19 montre d'une part que l'axe du rift, à 100Ma, est bien parallèle aux alignements des séquences de SDR observés sur la sismique réflexion (figure II-16) et d'autre part que les basaltes à 19°N ont été émis le long de l'axe du rift à 100Ma.



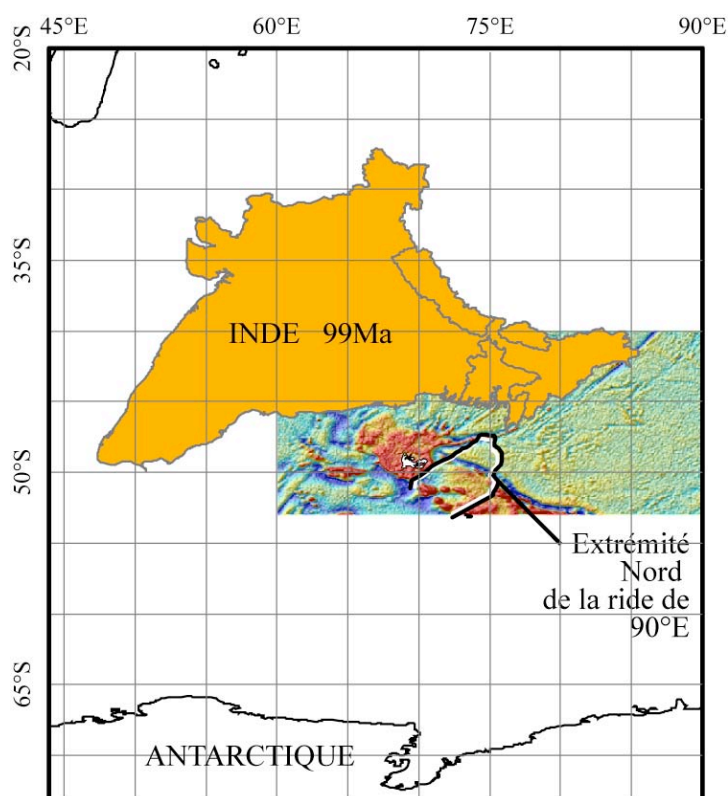
**Figure II-19 :** Gros plan sur l'ouverture du Bassin du Bengale entre 124 et 99Ma. Les alignements volcaniques discutés dans une précédente section (figure II-13) sont indiqués par des traits bleus. L'axe du rift à 99Ma est représenté par un double trait dans l'hypothèse d'une ouverture symétrique.

19°N, est aussi la latitude à laquelle la ride de 90°E se termine (voir chapitre V). Il est communément admis que les basaltes émis sur l'axe de la ride 90°E proviennent du point chaud de Kerguelen. On peut vérifier que le segment de la ride 90°E situé à la latitude 19°N dans le bassin du Bengale a bien été produit par ce point chaud.

Pour ce faire, je replace l'Inde à sa position de 99Ma par rapport à l'Antarctique, et à Kerguelen (figure II-20). On constate que l'extrémité Nord de la ride de 90°E était bien placée au dessus du plateau central de Kerguelen. L'émission de basaltes dans cette partie du plateau est datée entre 105 et 100Ma (Coffin et al., 2002).

Cela confirme que le point chaud de Kerguelen est bien à l'origine de la formation de la ride 90E dans le bassin du Bengale.

L'ensemble de ces observations suggèrent que le point chaud de Kerguelen était situé à l'axe du rift pendant la formation du bassin du Bengale à 100Ma. La ride de 90°E a commencé à se former sur l'axe du rift dans le bassin du Bengale.



**Figure II-20** : L'Inde et la terminaison Nord de la ride 90E dans leur position respective à 99Ma par rapport à l'Antarctique. Le fond de carte montre l'anomalie gravimétrique à l'air libre (Sandwell et Smith, 1997). La forte anomalie positive (en rouge) indique la position du plateau volcanique de Kerguelen.

### 5. Un bassin océanique rigide déformé sur ses marges

Nous venons de voir que le bassin du Bengale est un bassin océanique sur la majorité de sa surface. Nous avons aussi vu dans le chapitre I que la croûte océanique de l'Océan Indien est déformée dans sa partie équatoriale. On peut donc légitimement se demander si la croûte océanique du bassin du Bengale se déforme. En particulier, comme je m'intéresse ici à la déformation liée à la convergence Inde-Sonde, on peut se demander si une partie de cette déformation lui est transmise.

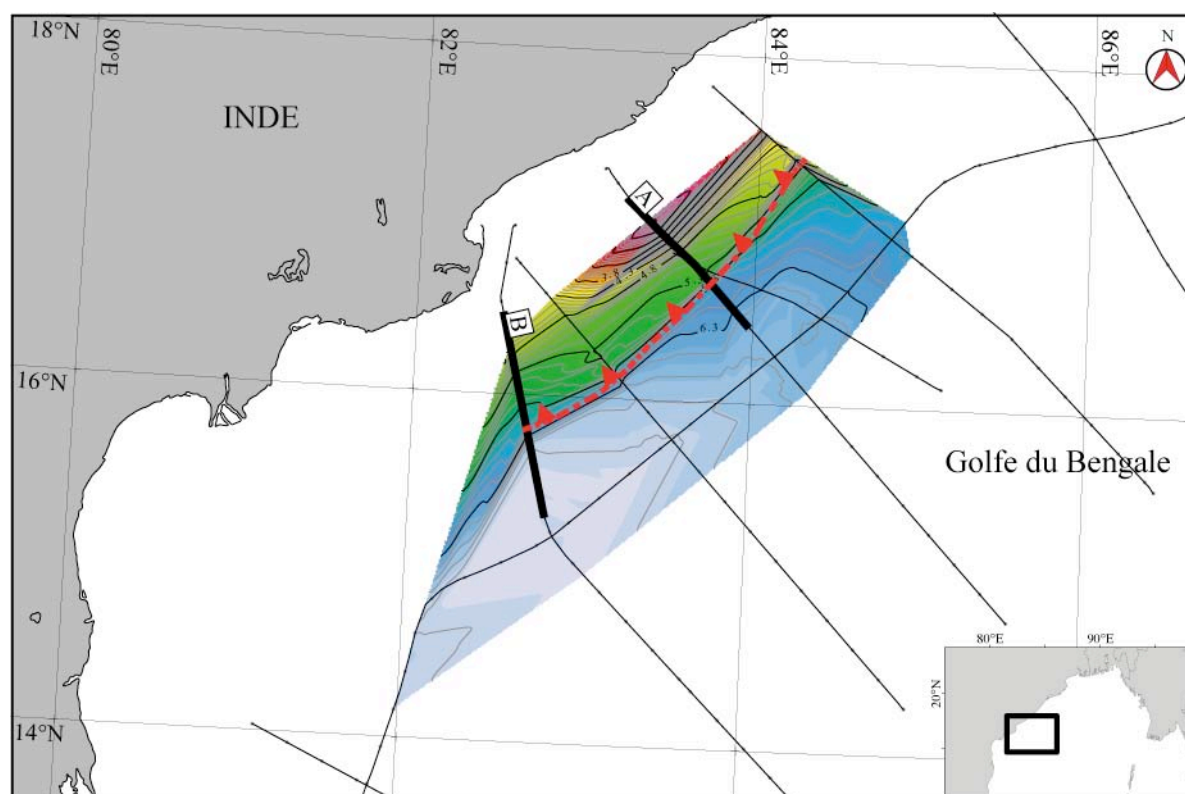
Lors de leur étude de la déformation de l'océan indien, [Delescluse et al. \(2006\)](#) ont souligné que le Golfe du Bengale, est soumis à une très faible déformation. C'est aussi la zone où la croûte océanique est la plus ancienne et donc probablement la plus rigide. Ces mêmes auteurs n'ont pas non-plus détecté de déformation notable dans la croûte continentale indienne à l'exception, bien-sûr, du plateau du Shillong. Par l'étude de données GPS, d'autres auteurs n'ont pas noté non-plus de déformation significative affectant le craton indien ([Kremer et al., 2003](#); [Socquet et al., 2006](#); [Jade et al., 2007](#)).

Enfin, les données de sismique réflexion et de sondeur de sédiments publiées ne montrent pas de déformation dans le bassin du Bengale ([Curry et al., 1982](#); [Gopala Rao et al., 1997](#); [Schwenk, 2003](#); [Schwenk et al., 2005](#)).

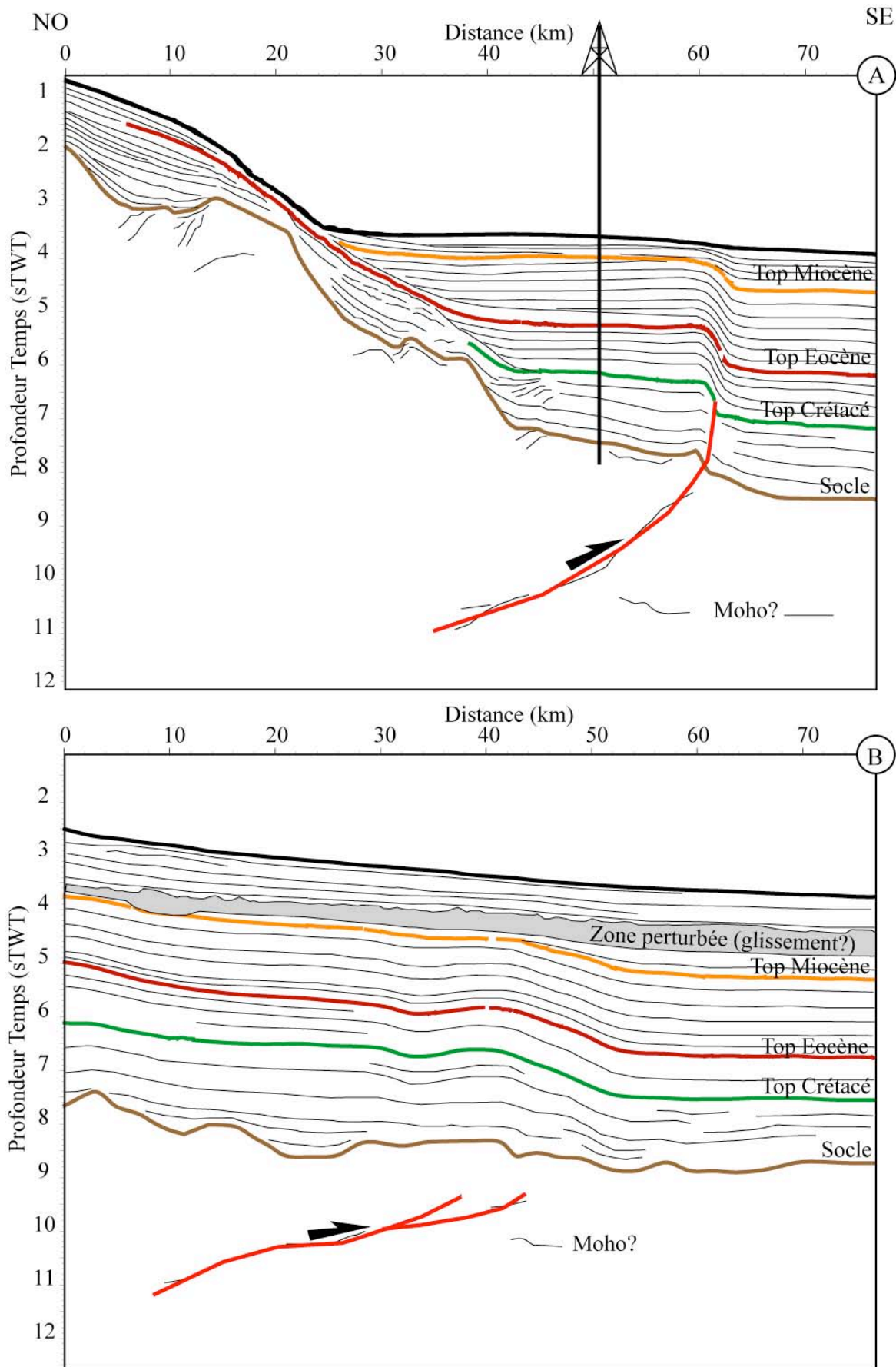
Le bassin du Bengale est donc bien rigide et ne se déforme que sur ses marges orientales (Subduction Indo-Birmane) et septentrionale (Shillong). Qu'en est-il de la marge Est-Indienne ?

La [figure II-22](#) montre deux « line drawing » de profils sismiques industriels perpendiculaires à la marge Est-Indienne à 16°N et 17°N ([voire figure II-21](#)). L'interprétation est contrôlée par le puits localisé sur la ligne A. Il est clair que la marge Est-Indienne a subi une inversion significative au Miocène supérieur (un peu avant l'horizon « Top Miocene »). On peut voir la trace du chevauchement responsable de cette inversion. Il implique toute la croûte. L'horizon interprété comme le Moho indique que le chevauchement a pu se localiser à la limite continent-océan. Cela dit, ces deux lignes montrent aussi que l'inversion a été abandonnée très tôt après sa mise en place. La déformation ne semble que peu active actuellement au regard du faible bombement de la topographie.

Une carte de l'horizon « Top Eocène », pris comme marqueur de la déformation, suggère que le chevauchement soit parallèle à la marge indienne ([figure II-21](#)). L'inversion aurait donc pu se produire à la limite continent-océan le long de la marge Est-Indienne entre 15°N et 18°N. Au-delà de ces latitudes aucun indice d'inversion n'a été observée sur les données disponibles.



**Figure II-21:** Carte de profondeur en temps d'un horizon eocène pris comme marqueur de la déformation. Cette carte illustre la direction d'inversion de la marge Est-Indienne. La zone d'inversion est parallèle à la direction de la marge passive. Elle a pu se localiser à la transition Continent-Océan.



**Figure II-22:** Line drawing de lignes sismiques perpendiculaire à la marge Est indienne. Ces lignes sismiques montrent clairement l'inversion avortée de la marge.



## 6. Conclusion

Le Bassin du Bengale est un bassin océanique au moins jusqu'à 22°N. Dans la partie Nord et Ouest du Bangladesh, des études ont montré que la croûte pouvait être continentale ou continentale amincie. La transition Océan-Continent doit donc se situer quelque part sous le Bangladesh.

La croûte océanique sous-tendant le bassin du Bengale s'est formée entre 124 et 99Ma suivant une direction approximative N140°E (par rapport à l'Inde dans sa position actuelle). Deux reliefs crustaux majeurs existent dans ce bassin : la ride de 85°E et la ride de 90°E. Ce sont toutes deux des rides ayant pour origine un point chaud.

La première ride flexure la croûte océanique qui la supporte. Elle s'est mise en place sur une croûte océanique plus âgée et plus mince. Les fortes anomalies magnétiques et gravimétriques montrent qu'elle constitue effectivement une discontinuité rhéologique importante.

Au contraire, la deuxième ride s'est formée en même temps que la croûte océanique qui l'entoure. En interpolant les données disponibles sur l'âge des basaltes émis au niveau de la ride plus au Sud, on estime que celle-ci devrait être âgée d'environ 100Ma à son extrémité Nord (19°N). Par une reconstruction cinématique, on confirme que cette extrémité Nord était située au dessus de la partie active du point chaud de Kerguelen à 100Ma.

Sur la base d'une reconstruction cinématique et en s'appuyant sur des données de sismique réflexion profonde, je propose que le point chaud de Kerguelen était placé à l'axe du rift quand il a donné naissance à la ride 90E il y a 100Ma

Cette période a une importance significative puisqu'elle marque le début du départ plus rapide de l'Inde vers le Nord. Il est possible que le changement d'orientation de l'expansion océanique à cette époque soit lié à une réorganisation et une redistribution des flux dans le manteau.

Enfin, le bassin du Bengale semble rigide et ne se déforme que sur ses marges. Au Miocène supérieur la marge Est-Indienne a été inversée le long de la limite océan-continent entre 15°N et 18°N. Cette inversion a rapidement avorté si bien que la déformation récente à actuelle sur cette marge peut être négligée.

### III. Synthèse du Chapitre II

Dans ce chapitre plusieurs points concernant le bassin du Bengale ont été abordés. Je distingue deux aspects qui auront des répercussions directes sur l'étude de la déformation à la frontière de plaque Indo-Birmane : d'une part la déformation du bassin et d'autre part la nature et la structure du bassin.

#### 1. Sur la déformation affectant le bassin du Bengale:

Il s'agit d'un bassin rigide qui ne semble se déformer que sur ses marges : le plateau du Shillong au Nord, la subduction Indo-Birmane à l'Est.

Je présente des données montrant la déformation de la marge Ouest du bassin. On y observe une inversion avortée de la marge Ouest du bassin du Bengale au Miocène supérieur. Elle peut être attribuée à la modification de la cinématique des plaques (séparation Inde-Australie) documenté dans la partie équatoriale de l'océan indien à cette période. On notera cependant que cette inversion est aussi contemporaine de l'inversion des bassins centraux birmans, conséquence de la convergence Inde-Sonde. L'inversion de la marge Est-Indienne peut donc aussi être interprétée comme la transmission à la plaque inférieure de la déformation liée à cette convergence Inde-Sonde.

Néanmoins, l'inversion de la marge passive Est-indienne est locale (seulement entre 15 et 18°N) et de très faible amplitude au regard de la déformation à laquelle je m'intéresse. De plus, elle a été très rapidement avortée. Cette déformation est négligeable à l'échelle du processus de subduction Indo-birman.

**Je considérerai donc que l'ensemble de la plaque indienne est rigide et que la déformation liée à la convergence Inde-Sonde est entièrement accommodée dans la région de la microplaque birmane, la déformation transmise à la plaque inférieure étant négligeable.**

#### 2. Sur la nature et la structure du Bassin du Bengale

Par des données de sismique réflexion et réfraction j'ai montré que la **croûte du bassin du Bengale est océanique** au moins jusqu'à 22°N. Celle-ci est hautement hétérogène.

Nous avons effectivement vu dans le Chapitre I que la croûte océanique du Bengale est parcourue par **deux réseaux de paléo-failles transformantes** : un réseau orienté NO-SE au Nord et l'autre orienté N-S plus au Sud. La zone de transition entre ses deux familles de failles transformantes passe dans la zone de subduction Indo-Birmane. Et dans toute la moitié Sud de la zone de subduction Indo-Birmane (entre 15°N et 23°N), les failles transformantes sont subparallèles à la marge. De plus, deux rides se superposent à ses réseaux de failles transformantes : la ride de 90°E et la ride de 85°E. **La ride de 90°E se termine à proximité de la zone de subduction Indo-Birmane.** Elle n'est pas une anomalie rhéologique importante mais forme un relief non négligeable.

**Dans la suite de ce mémoire je tiendrai compte de ces hétérogénéités majeures de la plaque plongeante et me demanderai dans quel mesure elles modifient le champ de déformation à la frontière de plaque Indo-Birman.**





# **Chapitre III: La sismicité à la frontière de plaque Indo-Birmane**

<b><i>I. Sismotectonique de la zone de subduction.....</i></b>	<b><i>106</i></b>
<b>1. Introduction .....</b>	<b>106</b>
<b>2. Les données .....</b>	<b>107</b>
<b>3. La géométrie atypique du panneau plongeante .....</b>	<b>108</b>
a. L'absence de sismicité entre 14°N et 18°N .....	108
b. Un panneau plongeant arqué .....	109
c. Une rupture de pente brutale dans le panneau plongeant .....	110
<b>4. La déformation sismique de la plaque plongeante.....</b>	<b>113</b>
a. Une déformation hétérogène .....	113
b. Distension profonde .....	114
c. Cisaillement et raccourcissement intermédiaire.....	116
<b>5. Discussion et conclusion .....</b>	<b>117</b>
<b><i>II. Northward rupture propagation of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake to 18°N: Evidences from geodetic and marine data in southern Burma.....</i></b>	<b><i>121</i></b>
<b>Abstract.....</b>	<b>121</b>
<b>1. Introduction .....</b>	<b>122</b>
<b>2. Tectonic setting .....</b>	<b>123</b>
<b>3. Evidences from Geodetic data.....</b>	<b>124</b>
a. Data Set .....	124
b. Correction for interseismic and postseismic motions .....	125
c. Northward rupture propagation of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake to 18°N. ....	127
<b>4. Evidence from teleseismic and marine data.....</b>	<b>130</b>
a. Teleseismic data set.....	130
b. Marine data set .....	131
c. Characteristics of some normal faults within the Indian plate. ....	132
d. Analysis of the Coulomb stress changes related to the Sumatra-Andaman Earthquake. ....	134
<b>5. Discussion .....</b>	<b>136</b>
<b>6. Conclusions .....</b>	<b>140</b>
<b>7. Acknowledgments .....</b>	<b>140</b>
<b><i>III. Synthèse du Chapitre III.....</i></b>	<b><i>141</i></b>



## I. Sismotectonique de la zone de subduction

### 1. Introduction

Partout mais particulièrement dans cette région du monde, dont l'accès est rendu difficile par des conditions géopolitique instables, la géomorphologie et la sismicité sont deux approches fondamentales lorsqu'on s'intéresse à la tectonique active de la région. Je vais ici me focaliser sur l'analyse de la sismicité, qui a fait l'objet de nombreuses publications (Le Dain et al., 1984; Verma et al., 1987; Ni, 1989; Guzman-Speziale et al., 1996; Satyabala, 1998; Purnachandra Rao et al., 1999; Radha Krishna et al., 2000), mais dont l'interprétation s'est précisée dans le temps à mesure que de nouveaux événements ont été enregistrés.

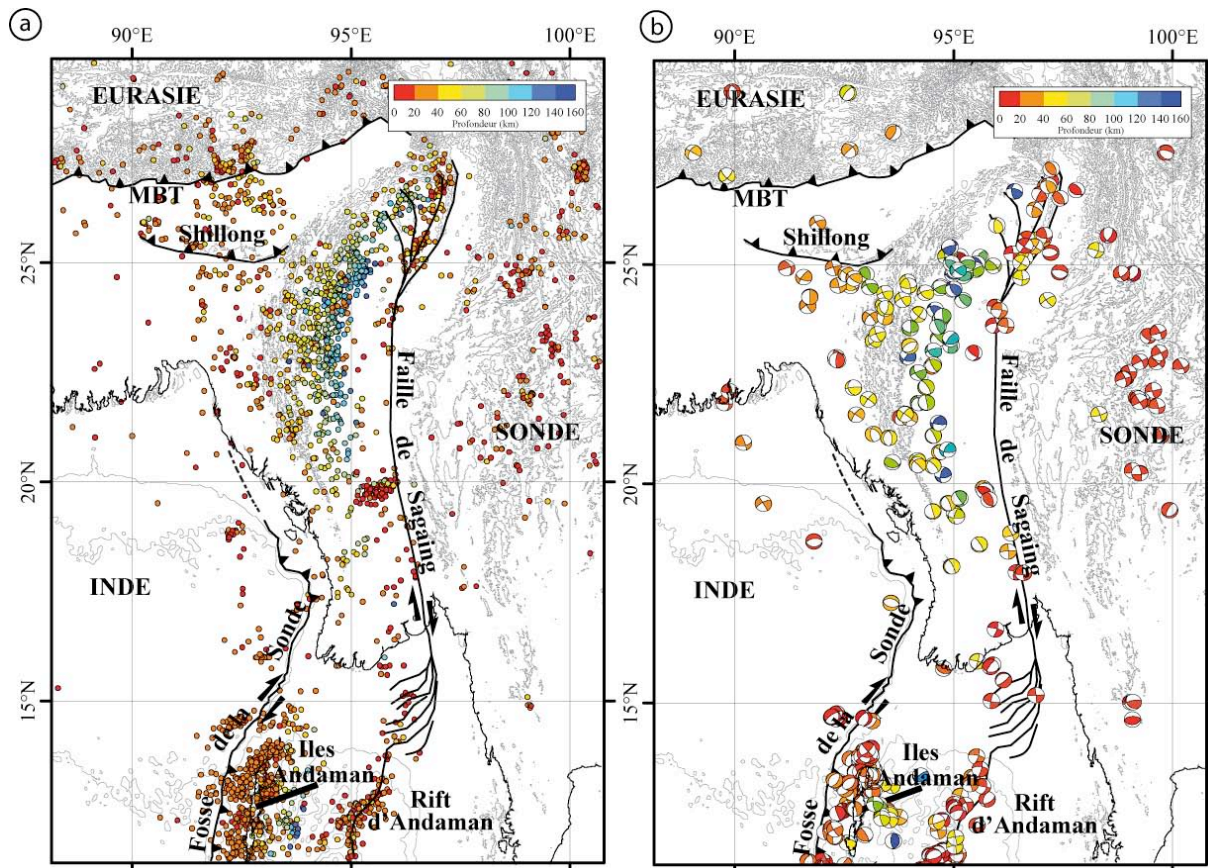
Très tôt, tant les données de sismicité que celle de gravimétrie ont permis de mettre en évidence la présence d'un panneau plongeant sous la chaîne Indo Birmane (Le Dain et al., 1984; Verma et al., 1987). Ce slab est attribué à la subduction de la plaque indienne sous la plaque birmane. Un débat encore vif concerne l'activité de cette subduction. Cette question a des implications importantes sur la géodynamique de la région. Le Dain et al. (1984) ont proposé que l'Inde se déplace vers le Nord avec son panneau plongeant depuis la fin du Cénozoïque provoquant un cisaillement dextre de ce slab et une déformation significative à l'Est de la zone de subduction, accommodée en grande partie par du décrochement dextre le long de la faille de Sagaing. Purnachandra et al. (1999), ont aussi observé le cisaillement dextre du panneau plongeant entre les lithosphères indienne et birmane. Cette déformation cisailante serait accompagnée d'un raccourcissement Nord-Sud du slab consécutif à sa collision avec l'Eurasie (Le Dain et al. 1984). Guzman-Speziale et al. (1996) poussent cette interprétation à l'extrême en proposant que la frontière de plaque entre l'Inde et l'Eurasie soit la faille de Sagaing elle-même. Pour ces auteurs le slab est uniquement raccourci suivant une direction Nord-Sud et les plaques indienne et birmane sont parfaitement couplées. Enfin, Satyabala (1998) indique que la présence de séismes en extension dans le panneau plongeant peut être l'indice d'une subduction active.

Derrière ce débat sur l'activité de la subduction on trouve souvent abordé la question de son âge. Ce problème chronologique ne peut être résolu par la sismologie seule. J'apporterais des éléments de réponse plus loin dans ce mémoire en combinant ces données sismologique à des données géologiques. En revanche, la sismicité peut clairement apporter des contraintes fortes sur l'activité de la subduction.

Grâce à un catalogue de sismicité mis à jour et des publications récentes, je vais faire le point sur cette question. Je montrerai qu'un panneau plongeant, dont seulement une petite partie est sismiquement active, est effectivement présent et probablement sur le point de se rompre. Il constitue une discontinuité lithosphérique majeure, cisailée entre les lithosphères indienne et birmane. Le mouvement relatif Inde-Birmanie ne suffit pas à expliquer toutes les caractéristiques de ce panneau plongeant qui est segmenté et significativement arqué. Un autre processus doit être invoqué.

## 2. Les données

Les bases de données que j'utiliserai sont issues du catalogue d'Engdahl (Engdahl, 2002) qui regroupe la sismicité entre 1900 et 1999 en isolant les événements dont la localisation est relativement bien contrainte. Ces données sont complétées jusqu'à l'actuel par le catalogue de l'USGS (NEIC catalogue : <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/>). Enfin, les mécanismes au foyer du catalogue « Global CMT » ont été ajoutés pour l'étude de la déformation (Global CMT catalogue : <http://www.globalcmt.org/>). Ces déterminations automatiques de mécanismes ne sont pas toujours fiables (en particulier pour des magnitudes inférieures à 5). La bibliographie viendra donc appuyer certaines interprétations de détail.



**Figure III-1 :** a- Carte de la sismicité dans la zone d'étude (d'après Engdahl, 2002 et le catalogue de l'USGS : <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/>). Un code de couleur indique la profondeur des séismes : rouge en surface et bleu en profondeur. Les structures tectoniques majeures sont représentées en noir. La topographie est marquée par des contours tous les 1000m. Enfin, les plaques tectoniques de l'Inde, de la Sonde et de l'Eurasie sont identifiées b- Les mécanismes au foyer, issus du catalogue Global CMT (<http://www.globalcmt.org/>) sont superposés au même fond de carte que pour a.

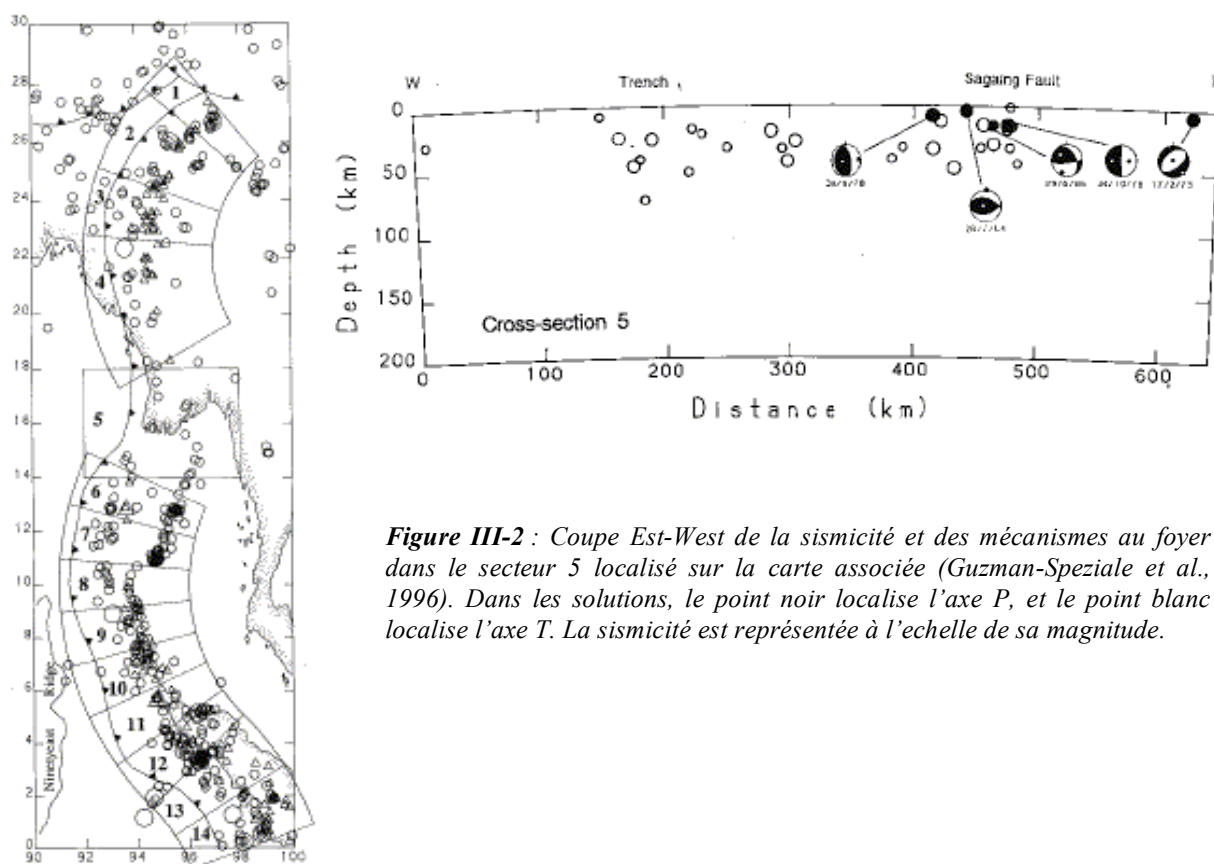
La région autour de la Birmanie est sismiquement très active (Figure III-1). Cette sismicité souligne l'ensemble des accidents tectoniques majeurs de la région : le chevauchement Nord himalayen (Main Boundary Thrust, MBT), le plateau du Shillong, la faille de Sagaing, la chaîne Indo-Birmane et le rift d'Andaman (Figure III-1). Evidemment, la zone de subduction entre la plaque Indienne et la plaque birmane (fosse de la Sonde) est aussi soulignée par cette sismicité (Figure III-1). Une grande quantité de séismes ont été enregistrés sous les îles

Andaman. Ils correspondent aux répliques du grand séisme de Sumatra du 26 Décembre 2004 (Mw 9.3). Sous la chaîne Indo-Birmane et les îles Andaman (Figure III-1), les séismes s'approfondissent vers l'Est. Ils marquent la présence d'un panneau plongeant (Le Dain et al., 1984; Verma et al., 1987). Ce panneau plongeant, tel que défini par la sismicité, possède des caractéristiques géométrique particulières que je vais maintenant m'attacher à décrire et interpréter.

### 3. La géométrie atypique du panneau plongeant

#### a. L'absence de sismicité entre 14°N et 18°N

Sur leur analyse de la sismicité, Guzman-Speziale et al. (1996) ont noté l'absence de sismicité profonde entre 14 et 18°N le long de la fosse de la Sonde. Ils mettent en évidence ce gap par une coupe de la sismicité et des mécanismes au foyer dans leur secteur 5, situé à ces latitudes (Figure III-2). Guzmàn-Speziale et al. (1996) proposent que la plaque subduite reste horizontale en raison de la présence de la ride de 90°E. Celle-ci aurait, selon eux, une meilleure flottabilité que la croûte océanique subduite au Nord et au Sud de ce secteur.



**Figure III-2 :** Coupe Est-West de la sismicité et des mécanismes au foyer dans le secteur 5 localisé sur la carte associée (Guzman-Speziale et al., 1996). Dans les solutions, le point noir localise l'axe P, et le point blanc localise l'axe T. La sismicité est représentée à l'échelle de sa magnitude.

Un relief pouvant correspondre à la ride de 90°E a effectivement été observé à proximité de la fosse de subduction à 17°N sur un profil de sismique réflexion (Curray et al., 1982). La carte des anomalies gravimétriques à l'air libre de Sandwell et al. (1997) montre une anomalie positive à proximité de la fosse de la Sonde à cette latitude. Il est donc possible que la ride de 90°E soit effectivement présente à cette latitude ; cependant, pour maintenir le panneau plongeant horizontal sous la plaque birmane, la ride devrait s'étendre bien plus à l'Est que là où elle est bien identifiée. Alternativement, Charlotte Nielsen (2003) interprète ce gap dans la sismicité comme l'absence pure et simple de panneau plongeant. Elle l'explique par le détachement du panneau plongeant le long d'une ancienne transformante et l'absence de convergence Est-Ouest prédit par la cinématique entre les plaques indienne et birmane à ces latitudes.

Plus loin dans ce mémoire, j'argumenterai la présence de la ride sur la base de données de sismique réflexion. Elle constitue un relief significatif. D'après la cinématique, la convergence entre les plaques Indienne et birmane est très faible à cette latitude (Nielsen et al., 2004 ; Socquet et al., 2006). Je propose que la ride 90°E ne soit pas passée en subduction sous la plaque birmane mais la bloque. Elle contraint fortement la géométrie de la marge et ne permet qu'à la composante décrochante du mouvement relatif des plaques d'être accommodée sur son flanc Est.



#### b. Un panneau plongeant arqué

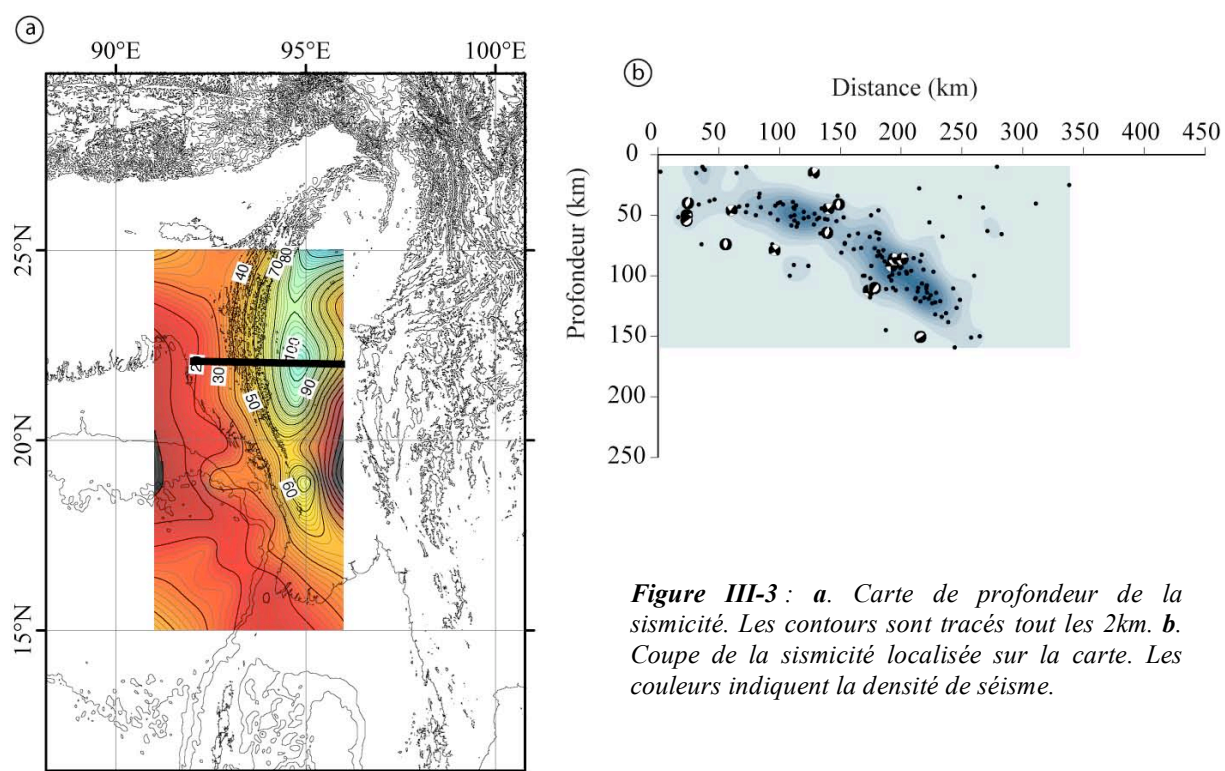
A l'aide d'une carte de la profondeur des séismes, on peut aisément visualiser la géométrie du panneau plongeant en carte (Figure III-3). Cette carte a été obtenue en utilisant les séismes d'une profondeur supérieure à 30km, et compris dans la zone de subduction Indo Birmane.

En coupe, il est clair qu'une plaque plongeante est présente sous la chaîne Indo-Birmane (Figure III-3). Ce panneau plongeant atteint une profondeur maximum de 150km. En carte, il a une géométrie arquée qui suit la forme de la chaîne Indo-Birmane (Figure III-3) et des structures observées en surface (Le Dain et al., 1984 ; Verma et al., 1987 ; Guzman Speziale et al., 1996).

Pour Ni et al. (1989), la plaque birmane a toujours eu cette forme arquée. La plaque subduite reproduit donc logiquement cette géométrie. Pour Le Dain et al. (1984), la forme arquée de la plaque birmane est le résultat d'une contrainte venant de l'est. Cette contrainte résulterait de l'extrusion de l'Indochine consécutive à la collision Inde-Asie. Une autre interprétation consisterait à attribuer cette forme arquée à l'effet de la collision du slab avec l'Eurasie au Nord.

Le chapitre V de ce mémoire propose une interprétation alternative dans laquelle la forme arquée est bien liée à une contrainte venant de l'Est, comme suggéré par Le Dain et al. (1984), mais dont l'origine n'est pas l'extrusion, mais l'effondrement Himalayen.



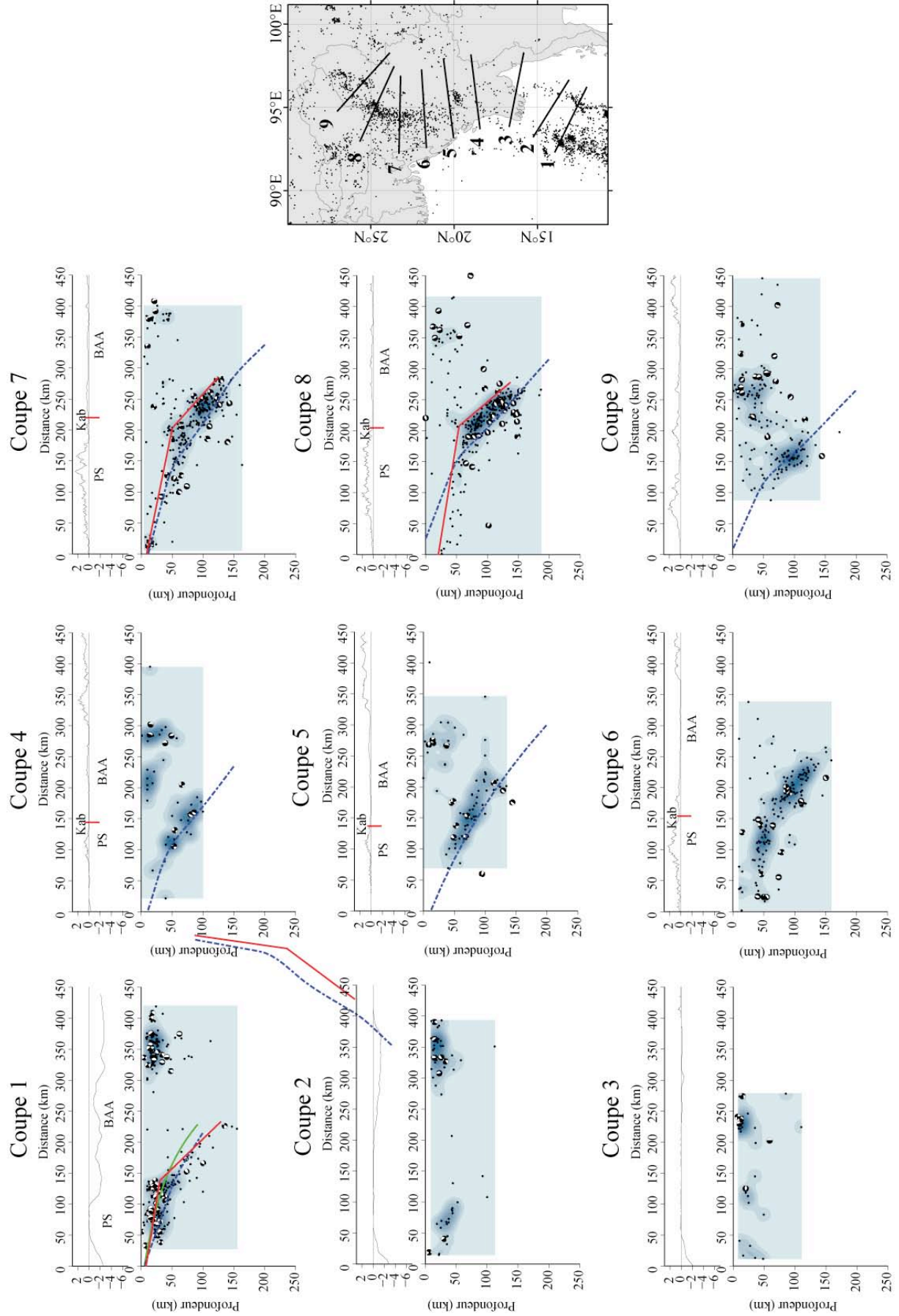


**Figure III-3 :** a. Carte de profondeur de la sismicité. Les contours sont tracés tout les 2km. b. Coupe de la sismicité localisée sur la carte. Les couleurs indiquent la densité de séisme.

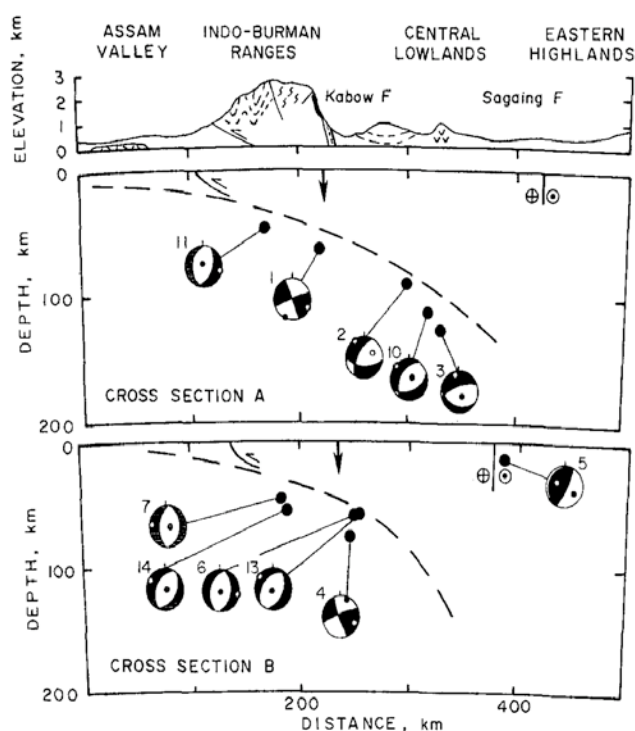
### c. Une rupture de pente brutale dans le panneau plongeant

Lors de leur étude de la sismicité, certains auteurs ont noté que la pente du panneau plongeant variait avec la profondeur (Guzman Speziale et al., 1996 ; Satyabala, 1998). Ils constatent que ce panneau plonge tout d'abord de 10 à 20° vers l'est jusqu'à environ 50km de profondeur, puis de 40° à plus grande profondeur. Je présente 9 coupes sériées perpendiculaire à la marge depuis le Nord des îles Andaman jusqu'au Nord de la Birmanie (Figure III-4). Chacune de ces coupes sont associées à leur profil topographique respectif. Les mécanismes au foyer issu du catalogue d'Harvard (Global CMT catalogue : <http://www.globalcmt.org/>) sont eux aussi représentés en coupe.

**Figure III-4 (page suivante):** Coupes sériées de la sismicité entre 12°N et 26°N. La sismicité est tirée d'Engdahl (2002) et complétée par le catalogue de l'USGS jusqu'à nos jours. Le fond de chaque coupe est une carte de la densité de séismes. Les mécanismes au foyer sont tirés du catalogue d'Harvard (Global CMT catalogue). Les profils topographiques ont été obtenus sur un modèle numérique de terrain à base de données SRTM. Enfin, différents modèles de géométrie de panneau plongeant sont représentés : en vert le model de Subarya et al. (2006), en tirets bleu le model de Gudmundson et Sambridge (1998) et en rouge le model discuté dans cette partie du mémoire. **PS**-Prisme Sédimentaire, **BAA**- Bassin Avant Arc, **Kab**- Faille de Kabaw.



Les plaques plongeantes sont généralement représentées en coupe par une courbe plus ou moins infléchi. Ainsi, [Subarya et al. \(2006\)](#) ont utilisé une telle géométrie pour modéliser le plan de rupture du séisme de Sumatra du 26 Décembre 2004. La trace de leur modèle de panneau plongeant est représentée sur la coupe 1 en vert ([Figure III-4](#)). Ce modèle est proche des données de sismicité jusqu'à 40km de profondeur environ mais s'en éloigne significativement ensuite. [Gundmunson and Sambridge \(1998\)](#) ont utilisé la sismicité global pour contraindre une géométrie de panneau plongeant dans leur modèle rhéologique du manteau supérieur. La trace de leur modèle de slab est représentée en bleu sur les coupes 1 et 4-15 ([Figure III-4](#)). D'une part, leur panneau plongeant est systématiquement 50 km plus long que ne le suggère les données. D'autre part, le modèle qu'ils utilisent lisse les complexités géométriques en raison de la vaste échelle de leur étude. Enfin, [Ni et al. \(1989\)](#) imagent le panneau plongeant par une courbe s'infléchissant progressivement vers l'Est ([Figure III-5](#)). Comme ils le précisent eux-mêmes, c'est une vision schématique de la géométrie du panneau plongeant.



**Figure III-5 :** Coupes de la sismicité réalisées à 22°N et 26°N (haut et bas respectivement), perpendiculaire à la direction de la chaîne Indo Birmane ([Ni et al., 1989](#)). Le panneau plongeant est représenté par une droite courbée.

s'explique bien par la charge du prisme sédimentaire. Je propose d'expliquer la brutale rupture de pente profonde en deux points.

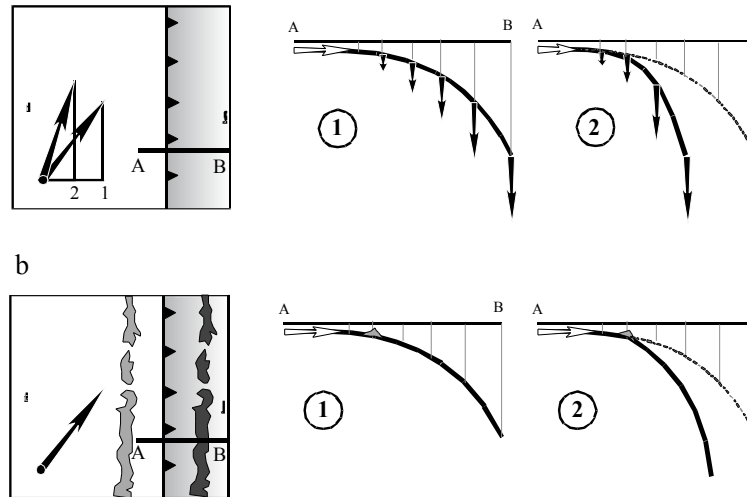
D'une part, un mouvement très oblique, comme c'est le cas ici, implique une faible composante de contrainte perpendiculaire à la fosse. La convergence normale à la fosse est trop faible pour permettre au panneau plongeant de passer sous la plaque supérieure. Il plonge donc rapidement dans le manteau dès qu'il se trouve en contact avec le butoir ([Figure III-6a](#)).

Sur les coupes où il est le mieux imagé (coupes 6 à 8), il se constitue de deux segments distincts ([Figure III-4](#)), comme suspecté précédemment par [Guzman Speziale et al. \(1996\)](#) et [Satyabala, \(1998\)](#). La zone de rupture de pente est abrupte. Le premier segment, à faible pendage vers l'Est ( $\sim 10^\circ-20^\circ$ ), s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres sous la chaîne Indo-Birmane (illustré par la topographie sur la [Figure III-4](#)). Il marque la zone de couplage avec le prisme sédimentaire. Le deuxième segment, à fort pendage vers l'Est ( $\sim 40^\circ$ ), s'étend sous le bassin avant-arc. La zone de rupture est systématiquement située à la frontière entre la chaîne Indo Birmane et le bassin avant-arc. Cette frontière est marquée en surface par la faille de Kabaw, une faille dextre décrochante-inverse ([Pivnik et al., 1998](#) ; [Maurin et Rangin, 2009](#)).

Dans les zones de subduction, les plaques subduites subissent une flexion liée à la charge de la plaque supérieure ou du prisme d'accrétion ([Levitt et al., 1995](#)).

Le pendage du premier segment

D'autre part, la croûte océanique indienne est structurée par d'anciennes failles transformantes orientées Nord-Sud. Ce sont autant de zone de faiblesse qui sont d'ores et déjà passées en subduction. Elles sont susceptibles de localiser la flexure de la plaque plongeante (Figure III-6b).



**Figure III-6 :** Schémas illustrant les hypothèses avancées, dans le texte, pour expliquer la rupture de pente dans le panneau plongeant. **a.** effet comparés d'une faible obliquité (1) et d'une forte obliquité (2) sur la géométrie du panneau plongeant. **b.** effet d'une zone de faiblesse passée en subduction (1) et localisant ensuite la rupture de pente (2).

En résumé, il y a clairement une partie de la plaque indienne qui est passée en subduction sous la plaque birmane. Le panneau plongeant est souligné par la sismicité jusqu'à 150km de profondeur. Il montre une forme arquée qui pourrait s'expliquer par l'application d'une contrainte venant de l'Est. Cette forme arquée du panneau plongeant pourrait également s'expliquer simplement par sa collision au Nord avec l'Eurasie.

Le slab indien présente aussi des variations brutales de pente en profondeur qui peuvent s'expliquer par la structuration de la plaque plongeante, avec des zones de faiblesse passées en subduction, et par la forte obliquité de la convergence. Un examen de la déformation de ce panneau plongeant est maintenant nécessaire pour aborder le problème de l'activité de cette subduction.

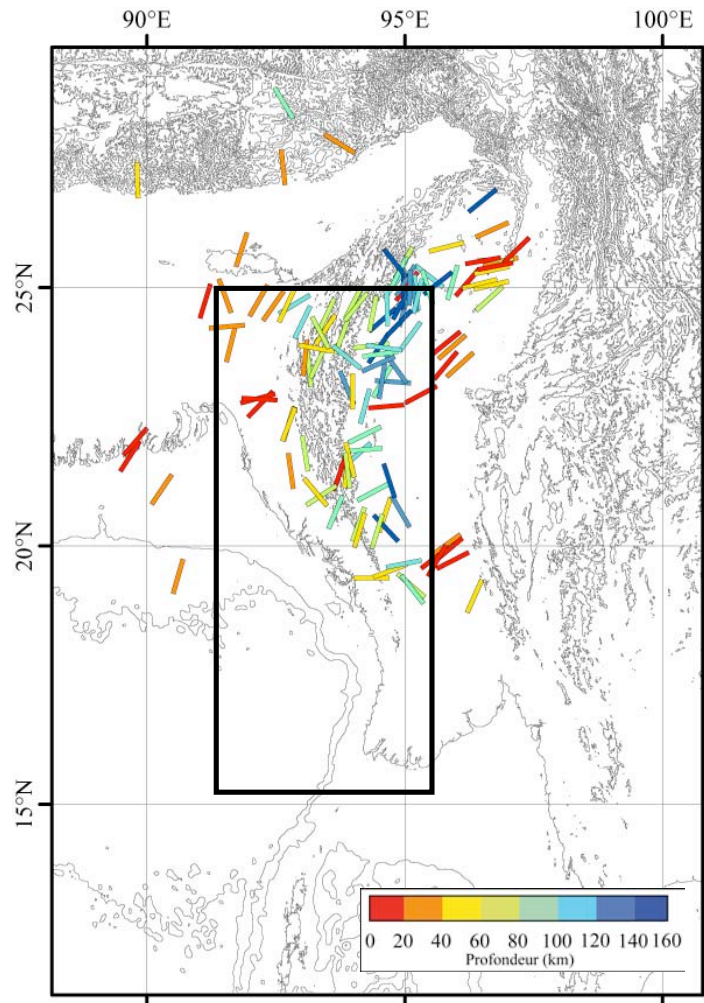
#### 4. La déformation sismique de la plaque plongeante

##### a. Une déformation hétérogène

Quand on regarde la carte des mécanismes au foyer, il est difficile de distinguer différents ensembles de déformation (Figure III-1). Avec le peu de données qui était disponible à l'époque, Verma et al. (1987) ont cependant distingué deux types de déformation : du raccourcissement Est-Ouest et du décrochement dextre transversal. Une carte des mécanismes au foyer regroupe en réalité un grand nombre d'informations (cadran compressif, cadran



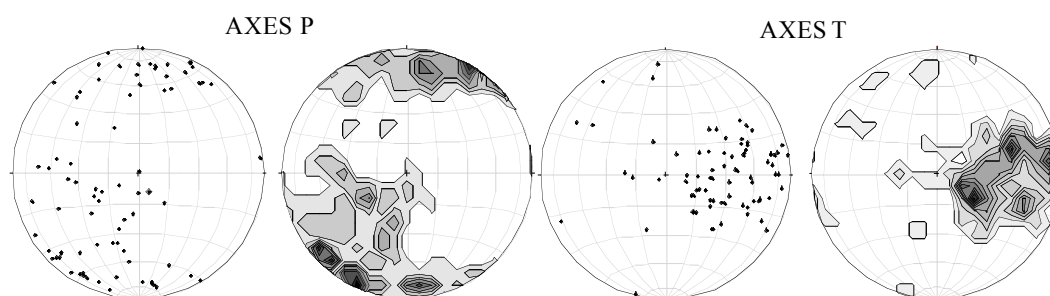
extensif, plan nodaux, profondeur, etc...). Pour distinguer les ensembles de déformation, il faut s'intéresser à chacune de ces données séparément. À première vue, la carte des axes P des séismes, classés en fonction de la profondeur de l'hypocentre, révèle effectivement deux ensembles (Figure III-7). Le premier, dans la partie la plus superficielle, est constitué d'axes P orientés NE-SO. Pour la partie la plus superficielle (<30km), nous verrons plus tard dans ce mémoire (Chapitre V) que cette direction est bien corrélée à celle du flux provenant de l'Est et probablement aussi responsable de la courbure du panneau plongeant. Le deuxième groupe, plus profond, est constitué d'axes P qui semblent orientés Nord-Sud ou suivre la direction du panneau plongeant et de la chaîne Indo-Birmane.



**Figure III-7 :** compilation des axes P des séismes dans la partie la plus active de la zone de subduction (entre 18 et 28°N). Les données sont tirées du catalogue de l'USGS (catalogue NEIC : <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/>). Les axes sont classés en fonction de la profondeur de l'hypocentre associé. Le cadre noir définit la zone d'étude de la déformation. Celle-ci s'arrête à 25°N afin de s'affranchir des effets du plateau du Shillong.

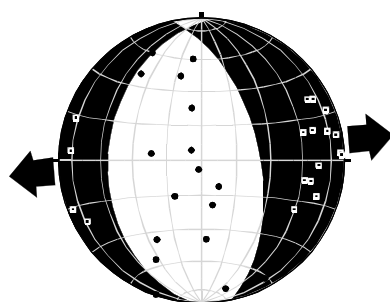
#### b. Distension profonde

Le type de déformation (raccourcissement, décrochement ou extension) peut se déduire de la direction et du plongement des axes principaux de la déformation (les axes de compression, axes P, et les axes de tension, axes T).



**Figure III-8 :** Représentation stéréographique de l'ensemble des axes P (à gauche) et T (à droite) associés à des hypocentres localisés dans la zone d'étude délimitée sur la Figure III-7. La densité de point (à droite) a été calculée par la méthode du pourcentage de surface avec le logiciel Sétéronet.

Le regroupement des axes T dans l'axe du plongement du slab (vers l'Est) est particulièrement remarquable (Figure III-8). D'autre part, les axes P se regroupent autour de trois pôles. Deux d'entre eux sont horizontaux, orientés NNE-SSO. Le troisième groupe est proche de la verticale. Dans ce dernier groupe, les directions des axes P sont comprises entre N180°E et N270°E alors que leurs plongements se situent entre 30 et 90°. La combinaison d'un axe P proche de la verticale et d'un axe T dans l'axe de plongement du panneau plongeant suggère de l'extension. Guzmán Speziale et al. (1996) ont noté la présence de 3 séismes dont les mécanismes au foyer sont typiquement extensifs. On peut se demander si cette extension ne peut pas être généralisée. J'ai sélectionné l'ensemble des séismes profonds (> 90km), localisés dans la zone d'étude (Figure III-7). La compilation des axes P et T de cette ensemble de séisme sur un graphique stéréographique est présentée sur la Figure III-9. Une rotation de 40° a été appliquée à l'ensemble des axes pour se replacer dans le référentiel de la plaque plongeante.



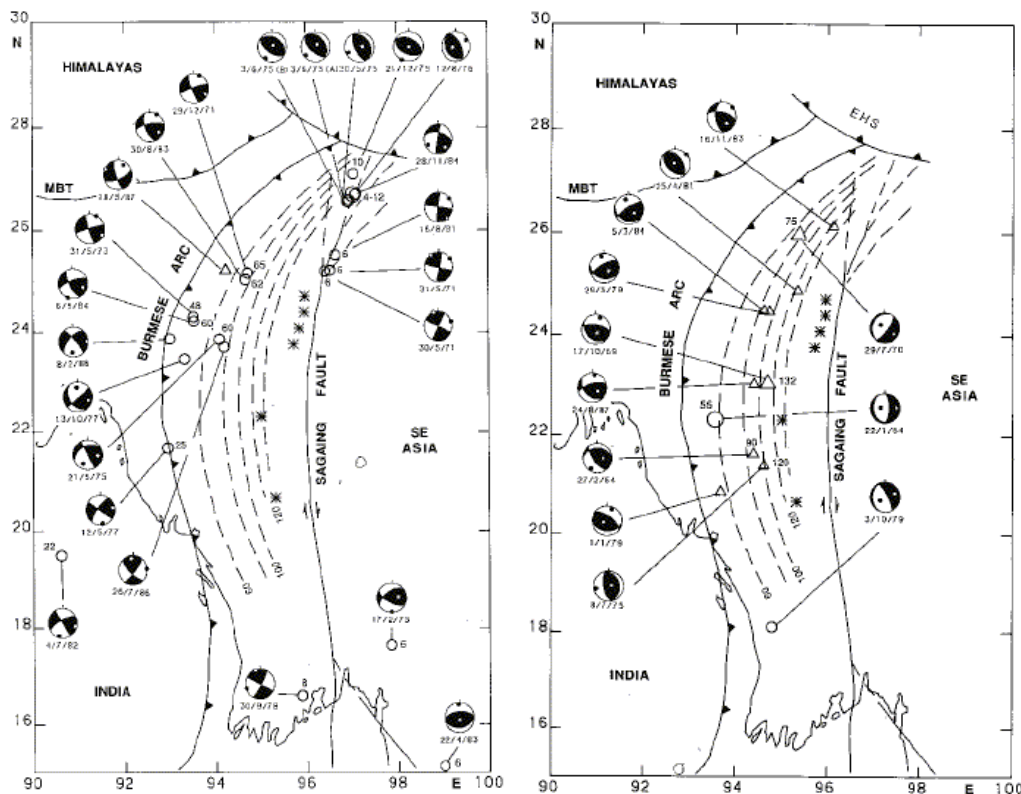
**Figure III-9 :** Représentation Stéréographique des axes P et T pour des hypocentres situés à plus de 90km de profondeur dans la zone d'étude délimitée dans la Figure III-7. Les axes ont subi une rotation de 40° pour être placés dans le référentiel de la plaque plongeante. Un mécanisme au foyer virtuel est calculé pour donner la tendance générale de la déformation associée à ces axes.

Un mécanisme au foyer virtuel a été calculé pour l'ensemble des axes P et T sélectionnés. Ce mécanisme est destiné à donner une tendance générale de la déformation associée à ces axes. Il donne clairement une déformation extensive dans la direction de plongement du slab. En effet, la moitié des axes P considérés ont un plongement supérieur à 50° dans le référentiel de la plaque plongeante. La déformation extensive est donc significative au-delà de 90km de profondeur. Je propose que le segment inférieur du panneau plongeant (>90km) soit sur le point de se détacher. Cette hypothèse est supportée par l'association de volcanisme alcalin potassique et calco-alcalin au Plio-Quaternaire (Voir chapitre I).

## c. Cisaillement et raccourcissement intermédiaire

Sur les diagrammes stéréographiques de la [figure III-8](#), il apparaît que de nombreux axes P soient horizontaux et orientés NNE-SSO. Sur la base de l'analyse de 17 séismes, [Le Dain \(1984\)](#) ont interprété cette caractéristique comme le résultat de l'entraînement du panneau plongeant par la plaque indienne. Constatant que les axes P sont subparallèle à la direction du mouvement de l'Inde, ils proposent que le panneau plongeant soit cisillé entre la plaque indienne et birmane. Cela suggère un découplage à l'interface entre les plaques.

Plus tard, [Guzmán Speziale et al. \(1996\)](#) ont intégré la profondeur dans leur analyse de 34 séismes. D'après ces auteurs, la sismicité se sépare en deux groupes. Entre 40 et 65km de profondeur, les mécanismes au foyer montrent du décrochement avec des axes P orientés parallèlement au panneau plongeant et des plans nodaux obliques ([Figure III-10](#)). Sous 65km de profondeur, les mécanismes montrent du chevauchement avec des plans nodaux perpendiculaires à la direction du panneau plongeant et des axes P toujours orientés parallèlement à ce panneau ([Figure III-10](#)). Constatant que seulement peu d'événements sont répertoriés dans le prisme indo-Birman ils proposent que les deux plaques soient parfaitement couplées et que la frontière de plaque ait sauté plus à l'Est. Selon ces auteurs, la faille de Sagaing serait la nouvelle frontière de plaque entre l'Inde et la Sonde. La déformation affectant le panneau plongeant serait uniquement lié à sa collision avec l'Eurasie au Nord.



**Figure III-10 :** a. Carte des mécanismes au foyer pour des hypocentres entre 40 et 65km de profondeur. b. Carte des mécanismes au foyer pour des hypocentres au-delà de 65km de profondeur. D'après Guzmán Speziale et al. (1996).

Les données géodésiques montrent que seulement deux tiers du mouvement de l'Inde par rapport à la Sonde est accommodé le long de la faille de Sagaing (Vigny et al., 2003). Elle ne saurait donc être considérée comme la frontière entre ces deux plaques.

En revanche, on note qu'un séisme majeur a eu lieu en 1762 le long des côtes birmanes, provoquant un tsunami destructeur (Cummins et al., 2007). De plus, des traces d'effondrement de la marge, possiblement dues à l'activité récente de celle-ci, ont été observées au Sud de la Birmanie (Nielsen et al., 2004). Enfin la géodésie montre un mouvement significatif du prisme Indo-Birman par rapport à l'Inde (Jade, 2007).

Ces observations suggèrent que les plaques indienne et birmane soient réellement découplées. Pour expliquer l'absence de sismicité dans la plaque supérieure notée par Guzman Speziale et al. (1996), on peut évoquer :

- une déformation en « creep » silencieuse,
- l'absence de réseau local capable d'enregistrer des événements de faible magnitude
- le cours laps de temps d'enregistrement (moins de 100 ans) qui n'est peut être pas représentatif du cycle sismique des structures de la chaîne Indo Birmane.

Dans le détail, les axes P se regroupent autour de deux pôles horizontaux principaux: l'un N05°E et l'autre N30°E (figure III-8). Ces directions correspondent respectivement aux directions des mouvements relatifs Inde-Eurasie et Inde-Birmanie. En conséquence, j'interprète la déformation affectant le panneau plongeant comme un cisaillement dextre lié au mouvement relatif Inde-Birmanie ajouté à un raccourcissement Nord-Sud lié à l'entraînement du panneau plongeant, par l'Inde, en collision avec l'Eurasie.



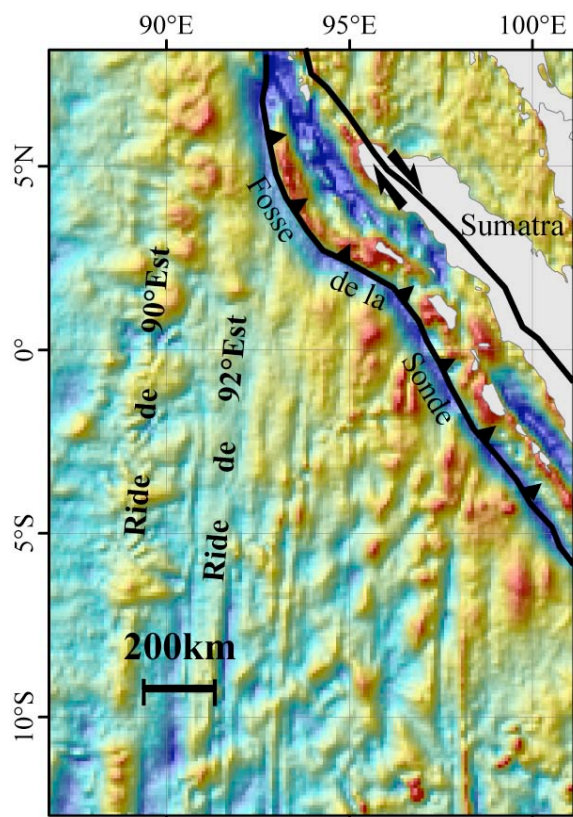
### 5. Discussion et conclusion

Par cette étude sismotectonique de la zone de subduction j'ai mis en évidence la présence d'un panneau plongeant correspondant à une partie de la plaque indienne subduite sous la plaque birmane. La sismicité souligne ce panneau plongeant jusqu'à 150km de profondeur. Il se décompose en deux segments distincts : une partie relativement peu pentée (10-20°) de 150 à 200km de long sous le prisme sédimentaire, puis une forte rupture de pente à 50km de profondeur, et enfin un segment plongeant à 40° sous le bassin avant arc. Le faible pendage du premier segment s'explique facilement par la charge du prisme sédimentaire. J'explique la forte rupture de pente par la convergence hyper oblique d'une part, et par la présence de zones de faiblesses dans la plaque plongeante d'autre part :

- Dans un contexte de convergence hyper oblique, la vitesse de convergence normale à la marge est trop faible pour permettre au panneau plongeant de passer sous la plaque supérieure. Elle est donc soumise aux forces de gravité dès son arrivée en contact avec le butoir.
- La plaque plongeante est structurée par un ensemble d'anciennes failles transformantes, dont certaines sont déjà passées en subduction. La ride de 92°Est est située précisément à 150-200km de la ride de 90°Est (Figure III-11) qui n'est pas encore passée en subduction en Birmanie (Curry, 1982). La ride 92°E est une zone de faiblesses qui peut localiser et accentuer la flexure. On peut d'ailleurs se demander si de telles zones



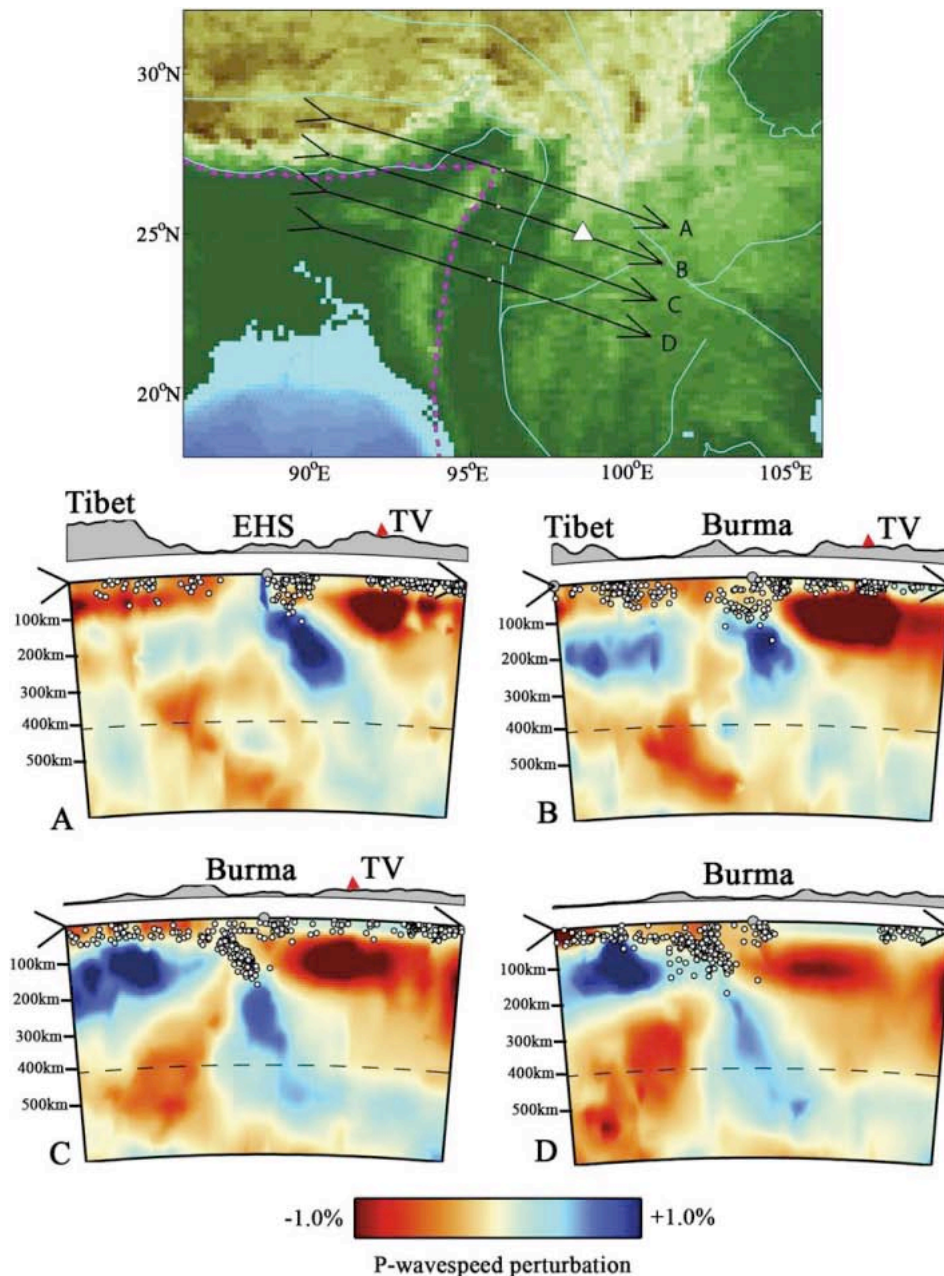
de faiblesse sollicitées par la flexure ne peuvent engendrer la rupture du panneau plongeant.



**Figure III-11** : illustration montrant la distance entre les rides de 90°Est et 92°Est. Le fond est la carte des anomalies gravimétriques à l'air libre (Sandwell et Smith, 1997).

Les plaques indiennes et birmanes n'étant que partiellement couplées, le panneau plongeant subit un cisaillement dextre dans la direction de la montée de l'Inde. Il est aussi raccourci suivant une direction Nord-Sud suite à sa collision avec l'Eurasie. D'après la cinématique, on attend un raccourcissement entre l'Inde et la Birmanie. Si on accepte que ces deux plaques ne soient pas parfaitement couplées, alors une partie de ce raccourcissement doit être accommodé à leur interface. La subduction n'est donc à mon avis pas arrêtée. Le taux de convergence normale à la marge est simplement très faible dans un contexte aussi oblique (ici moins de 9mm/an).

Au regard de mon analyse des séismes profonds, il apparaît que toute le segment inférieur du panneau plongeant (>90km) est affecté par une extension dans la direction de son plongement. Cela peut suggérer que le panneau plongeant est sur le point de se détacher. La tomographie apporte ici un élément décisif. Dans leur récente publication, [Li \(2008\)](#) montrent la présence d'un panneau plongeant asismique sous la Birmanie et dans le prolongement de la sismicité discutée plus haut ([Figure III-12](#)). Il s'étend jusqu'à la zone de transition, à 400km de profondeur. Cependant il n'est marqué par aucune sismicité et semble reposer passivement dans le manteau.



**Figure III-12 :** Coupes tomographiques montrant la zone de subduction Indo-Birmane (Li et al., 2008). Elles imagent parfaitement un panneau plongeant asismique dans le manteau supérieur, jusqu'à la zone de transition (400km).

Sur les coupes C et D, l'anomalie de vitesse liée au panneau plongeant s'atténue où la déformation extensive a été mise en évidence (entre 90 et 150km de profondeur). Un segment du panneau plongeant, reposant passivement dans le manteau supérieur, est peut-être en train de se détacher. Alternativement, et sachant que la résolution de la tomographie est discutable au dessus de 100km (Li et al., 2008), le slab est peut être déjà détaché et la sismicité marque une nouvelle subduction mise en place très récemment. J'intégrerai ces deux hypothèses dans la discussion sur l'évolution de la frontière de plaque Indo-Birmane à la fin de ce mémoire.

---

La zone de subduction Indo-Birmane n'a pas subi de séisme majeur depuis 1762 (Cummins, 2007). Le dernier grand tremblement de terre qui a ébranlé la fosse de la Sonde fut le séisme de Sumatra, de Mw9.3, le 26 Décembre 2004. D'après toutes les études publiées jusque là, la rupture de ce séisme se serait propagée vers le Nord et stoppée à 14°N avant d'atteindre la partie Birmane de la fosse de la Sonde. Sur la base de mesures GPS, que nous avons effectuées en Birmanie quelques mois après le séisme de Sumatra, et sur la base de données de géophysique marine acquises durant deux campagnes, en 2005 et 2006, je vais maintenant discuter de la propagation de la rupture du séisme de Sumatra le long de la subduction Indo Birmane, jusqu'à 18°N, et de son implication en terme de risque sismique sur la marge Ouest birmane.

## II. Northward rupture propagation of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake to 18°N: Evidences from geodetic and marine data in southern Burma.

(paper in prep.)

T. Maurin(a), F. Pollitz(b), F. Masson(c), C. Rangin(a), X. LePichon(a), N. Chamot-Rooke(d), M. Delescluse(d), P. Collard(e), U Min Swe(f), U Win Naing(g), U Than Min(h), U Khin Maung Kyi(i).

- a) Laboratoire de géodynamique du Collège de France, Aix-en-Provence, France
- b) USGS, Menlo Park, CA, USA
- c) IPGS, université Louis Pasteur, Strasbourg, France
- d) ENS, département T.A.O, Paris, France
- e) Laboratoire de dynamique de la lithosphere, université Montpellier 2, Montpellier, France
- f) Université de Yangon, Yangon, Birmanie
- g) Université de Dagon, Yangon, Birmanie
- h) PTTEP, Bangkok, Thailand
- i) MOGE, Yangon, Birmanie



### ***Abstract:***

A wide part of the Sunda trench is relatively well covered by geodetic and seismological datasets that build good constraints on the 26 December 2004 Mw=9.2 Sumatra-Andaman Earthquake coseismic rupture's parameters. North of 14°30'N, the lack of data yields a poorly constrained picture of the northern end of the coseismic rupture. The set of geodetic and marine data presented in this paper were collected from southern Burma in order to assess the northern end of the rupture. The geodetic measurement of the displacement in South-Western Burma, at about 18°N, shows a Westward motion towards the trench consistent with a northward propagation of the rupture up to this latitude. The northern part of the rupture is mainly strike-slip with less than 1m slip. Bathymetric and sediment sounding surveys, conducted in southern Burma, revealed active normal faults within the subducting plate. In the same area, seismic catalogues show that some normal faults were activated after the earthquake. According to analyses of Coulomb stress changes, these normal faults could have been activated by either coseismic slip or postseismic relaxation. This finding suggests slow slip at the trench after the earthquake. Considering that there were no major earthquakes along the Burmese segment of the Sunda trench since 1762, this segment has therefore accumulated a significant delay in strain release with respect to others. The small slip related to the Sumatra-Andaman Earthquake along the Burmese segment cannot balance this delay.

## 1. Introduction

The Mw9.2 26 December 2004 Sumatra-Andaman Earthquake (SAE) ruptured a large part ( $> \sim 1300$  km) of the Sunda trench extending from northern Sumatra through the Andaman Islands. The SAE is the largest earthquake to have occurred in our modern era of high precision seismic and geodetic instrumentation. Studies based on different approaches (seismic, geodetic, coral uplift datasets and tsunami wave information) result in a consistent picture of the coseismic rupture's geometry, slip sense, and slip duration (e.g., BSSA Special Issue on the SAE). Especially dip-slip and minor strike-slip of about 5 to 20m extending from northern Sumatra to the northern Andaman Islands ( $2 - 14^{\circ}\text{N}$ ) are well estimated thanks to the relatively good seismic and geodesic network coverage of these areas. North of the Andaman Islands, constraints on a possible coseismic rupture are more tenuous because of a lesser dense coverage. Although a rupture extending as far north as Preparis Island at  $15^{\circ}\text{N}$  is already deemed probable (Meltzner et al., 2006), the geodetic data presented here reveal that a rupture extending further north to southern Burma,  $18^{\circ}\text{N}$ , is actually conceivable.

The tectonic relative motion represented by the SAE is primarily that of India to Sunda plate motion near northern Sumatra, India to Burma sliver-plate motion along the Nicobar-Andaman Islands, and further north along the Burma margin (Curry, 2005). Along the northern section of the trench between the Andaman Islands and southern Burma, the type of motion transitions progressively from primarily dip-slip to quasi pure strike-slip (Nielsen et al., 2004). The net coseismic slip that may have occurred in this area is poorly imaged by seismic wave analysis because of the lack of high-frequency seismic radiation (Lay et al., 2005; Ammon et al., 2005; Ishii and Shearer, 2005). Considering that strike-slip motion is inefficient for producing a tsunami, it is also difficult to constrain net slip in the northern section by tsunami wave modelling.

Using seismic wave analysis, Ammon et al. (2005) proposed a rupture that propagated 1300km to the north in 600s, to the latitude  $14^{\circ}\text{N}$ . Given the possibility of low-frequency seismic wave generation north of  $14^{\circ}\text{N}$ , the rupture termination may well extend to the north of this point. With a good far-field permanent geodetic network, and several near-field campaign stations in the Andaman and Nicobar Islands, Banerjee et al. (2005) also proposed that the rupture stopped at  $14^{\circ}\text{N}$ , 1300km far from its southern edge, with an average slip of 5m. The addition of intermediate field campaign data from northern Sumatra (Subarya et al., 2006) allows refinement of the slip distribution in the southern part of the rupture (Banerjee et al., 2007). North of  $14^{\circ}\text{N}$ , the closest sites with measured coseismic offsets are in Thailand (Vigny et al., 2005), therefore too distant to solely constrain a possible slip further north. With a smooth 3D modelled slab and near field geodetic data, Subarya et al. (2006) proposed that the rupture extended to  $\sim 14^{\circ}30'\text{N}$ . Their results show a limited motion north of this point but without enough resolution to be distinguished from slip models that terminate near  $14^{\circ}\text{N}$ , the most northern point reached by the near-field geodesic coverage in available studies. Finally, Meltzner et al. (2006) documented the pattern of uplift and subsidence of numerous islands along the entire rupture's length using satellite imagery of coral reefs. A minor uplift at Preparis Island (Burma) suggested by the satellite imagery led them to extend the northern end of the rupture to  $15^{\circ}\text{N}$ .

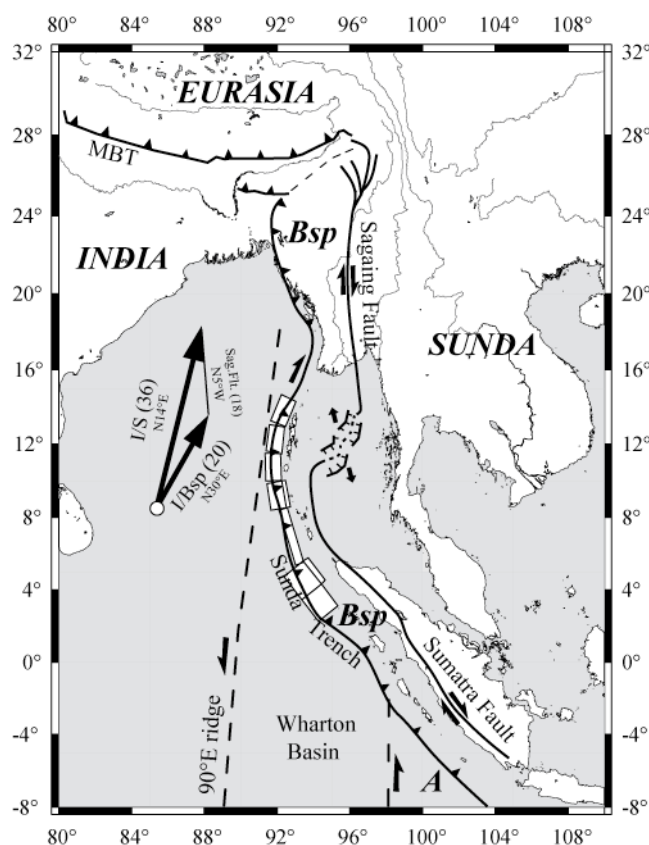
The overall length of the rupture and its northern termination are still a matter of debate. Geodesic measurements of coseismic offsets north of the Andaman Islands could potentially determine the amount and extent of slip at the northern end of the coseismic rupture. The purpose of this paper is to complement existing GPS measurements of coseismic offsets with

data from a new campaign conducted in southern Burma (16°N to 19°N). These GPS measurements span a time interval from seven years prior to the earthquake to three months after the earthquake, and therefore they do capture the coseismic signal from the earthquake. We shall consider the implications for the amount of slip and northern extent of the rupture by using these data as well as 3.5 kHz mud penetrator data, bathymetric surveys along the Burmese trench and post-seismic seismicity data north of the Andaman Islands from tele-seismic data (USGS and Global CMT catalogs). The seismicity pattern indicates a northward propagation of low-magnitude seismicity during the weeks following the earthquake, which may be linked to aftershocks following coseismic slip or continued slow slip of the megathrust north of 14°N.

## 2. *Tectonic setting*

The Great Sumatra Earthquake occurred in an oblique convergence zone. The Indian plate is moving northeastward towards the Sunda plate at about 36mm/yr with a N14°E strike in the Burma area (Nielsen et al., 2004; Socquet et al., 2006) (Figure III-13). In the Eastern Indian Ocean the situation is complex due to the Ninety East Ridge. This ridge was first thought to be a localised boundary between Indian plate and Australian plate (Le Pichon and Heirtzler, 1968; LePichon, 1968). It is now recognized that the boundary between the two plates is a diffuse deformation zone between the 90°E ridge to the West and approximately the Investigator fracture zone to the East (Figure III-13) (DeMets et al., 1988; Gordon et al., 1990; Delescluse et Chamot-Rooke, 2006). It is thus difficult to constrain precisely the obliquity and rate of the related plate's motion in this area. The oblique convergence induces a strain partitioning, with the trench-normal component accommodated at the trench and part of the trench-parallel component accommodated in the back-arc along the Sumatra fault in the Sumatra area (McCaffrey, 1992) (Figure III-13). The Sumatra fault continues northward to the Andaman's spreading centre that acts as a pull apart between this fault and the Sagaing fault in the Burmese area (Figure III-13). As a result, the Burma sliver-plate extends over nearly 4000km from the Sunda straight (7°S) to northern Burma (27°N) (Curry et al., 1979; Nielsen et al., 2004) (Figure III-13). The predominantly reverse slip of the 9.2Mw Sumatra earthquake confirms the pattern of strain-partitioning in the Sumatra area.





**Figure III-13 :** Geodynamic setting. The major faults are represented as black lines. White rectangle indicates the December 2004 Sumatra earthquake rupture area from Banerjee et al., 2005. Black arrows indicate the relative plate motion; I for Indian plate, S for Sunda plate, A for Australian plate, Bsp for Burma sliver plate. The plate motions are specified in mm/yr under brackets. The two dashed lines bound the diffuse boundary between the Indian and the Australian plate.

Between 14°N and 17°N, the plate convergence between India plate and Burma sliver-plate is nearly parallel to the plate boundary (Socquet et al., 2006). An unwell defined Benioff zone is noticeable in this area (Ni et al., 1989). Analyses of the seafloor morphology (Nielsen et al., 2004) confirm that part of the related motion between the Indian and Sunda plates is accommodated as strike-slip at the trench. The remaining component of this plate motion is taken along the southern end of the Sagaing fault. Northward along the Burmese coast, obliquity increases again (Figure III-13) and the north-south trending Sagaing fault is active with a slip rate of about 18mm/yr on its central part (Vigny et al., 2003).

The 14° to 17°N zone has a unique tectonic significance and could have acted as a buffer against the northward propagation of the Sumatra earthquake's rupture and part of the rupture may have been progressively softened northward through this buffer area.

### 3. Evidences from Geodetic data

#### a. Data Set

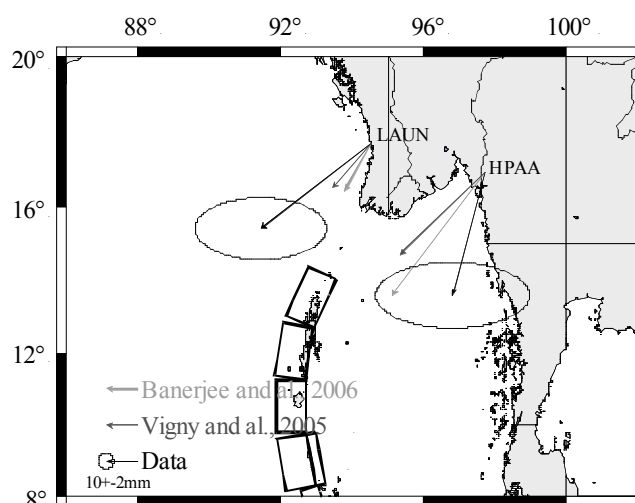
The GEODYSSSEA project (Geodynamics of South and South-East Asia) is a GPS network constituted, in Burma, of four stations: HPA, LAUN, MIND and TAUN (Vigny et al., 2003) successively surveyed in 1998 and 2000. In March 2005, a new survey of this

network's southernmost stations was conducted so as to identify the coseismic and postseismic motions, related to the SAE, in Southern Burma.

Station Name	Latitude (°)	Longitude (°)	Start Time (yr)	End Time (yr)	Network
LAUN	17.692	94.537	2005.2027	2005.2055	GEODYSSSEA
HPAA	16.938	97.715	2005.2027	2005.2082	GEODYSSSEA

**Table III-1:** Details about the stations measured during the march 2005 GPS campaign

HPAA station located in South Eastern Burma (Hpaan) and LAUN station located in South Western Burma (Laungyo) (Table III-1; Figure III-14) provided data that were processed with the Gamit Globk software (King and Bock, 1999; Herring, 1999). GPS velocities and uncertainties were evaluated with respect to the ITRF 2000 GPS reference frame. 16 other stations belonging to the IGS network were also included into the processing. To make all data consistent with the same reference frame, all previously acquired data were reprocessed.



**Figure III-14:** Calculated coseismic motion at HPA and LAUN stations after correction for the interseismic motion and for the 2004 Sumatra Andaman earthquakes postseismic motion (black arrow), compared with the coseismic motion predicted by Banerjee and al. (2006) model (light grey arrow) and by the Vigny and al. (2005) model (grey arrow). The postseismic motion at HPA and LAUN is calculated after Pollitz and al. (2006). Calculated motions are represented with their 95% error ellipses. Velocities are given with respect to the ITRF 2000 reference frame. The black rectangulars show the location and length of the fault planes used for the 2004 Sumatra Andaman earthquakes postseismic effect computation. They are from Banerjee et al. (2006).

#### b. Correction for interseismic and postseismic motions

To deduce the interseismic velocity, a straight line was adjusted to the time series obtained at HPA and LAUN sites from the 1998 and 2000 measurements. The expected position for March 2005 was determined with an error related to the error on the calculation of the straight line's slope. This calculated position was then compared to the position



measured in March 2005 (Table III-2a). The following hypothesis was made: the difference between the measured and the calculated positions is actually related to the combined coseismic and postseismic effects of the SAE. Considering that no significant earthquake ( $M_w > 5$ ) occurred along the Burmese segment of the Sunda trench since the last GPS measurement, this hypothesis is assumed valid.

**a.**

Site	E offset (mm)	N offset (mm)	E sig (mm)	N sig (mm)
HPAA	-16.5	-53.4	19.9	8.5
LAUN	-31.4	-29.2	16.9	8.0

**b.**

Site	E offset (mm)	N offset (mm)	E sig (mm)	N sig (mm)
HPAA	-10.3	-39.0	20.1	8.9
LAUN	-34.9	-26.8	17.0	8.1

**Table III-2:** a. Offset of the South Burma GPS sites (HPAA and LAUN) with respect to their expected position at the time of the March 2005 measurement deduced from 1998 and 2000 measurements. b. Offset of the South Burma GPS sites (HPAA and LAUN) corrected from postseismic relaxation between the Sumatra Andaman earthquake and the last GPS survey (march 2005).

The postseismic relaxation modèle of Pollitz et al. (2006) - which uses the coseismic slip modèle of Banerjee et al. (2007) - was adopted to correct the measurements for several months of postseismic effects and extract the coseismic component of the measured offset (table III-2b, Figure III-14). The coseismic slip modèle is made of several fault planes and thus can adequately capture along-strike variations in the fault plane's geometry and slip. The postseismic modèle uses a spherical layered Earth modèle with a relaxing asthenosphere; this modèle fits very well existing post-seismic GPS measurements from Thailand and Malaysia (up to 6 months after the 2004 earthquake) (Pollitz et al., 2006).

HPAA and LAUN stations presented motion with an azimuth significantly different from previous coseismic slip model's forecasts (Vigny et al., 2005; Banerjee et al., 2005) (Figure III-14). Although in Malaysia and Thailand the postseismic relaxation is known to be substantial south of 14°N (Pollitz et al., 2006), in southern Burma it cannot cancel alone the azimuth discrepancy between our calculated coseismic motion and the one modelled by earlier studies (Figure III-14). Some slip along the Burmese segment of the Sunda trench is probably able to reduce this discrepancy. We will now demonstrate that such slip can actually reduce this discrepancy and that it is potentially related to the northward rupture propagation of the SAE to 18°N.

c. Northward rupture propagation of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake to 18°N.

In order to assess the hypothesis of a propagation of the SAE's rupture north of 14°N, three geometries of models were tested.

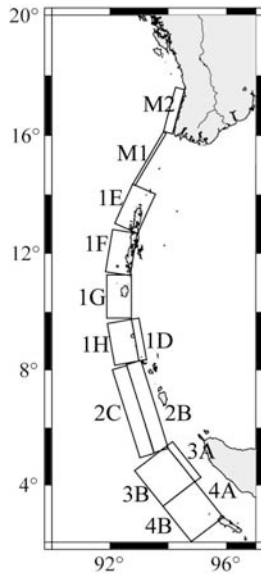
Modèle A was obtained by simply extending of 100km the northernmost plane from [Banerjee et al. \(2007\)](#) model. The best fitting slip on the plane was yet to be found while its geometry remained unchanged.

For Modèle B, the proposed rupture's propagation is up to 16°N. A plane - plane M1 ([Figure III-15](#)) - was added north of the [Banerjee et al. \(2007\)](#) Model. Thanks to swath mapping and shallow seismic data, [Nielsen et al. \(2004\)](#) mapped and described in details this area of the trench. They convincingly showed that the trench is affected by an en-echelon dextral strike-slip system trending N30-35°E. The shallow seismic data showed right-lateral strike-slip faults steeply dipping towards the East and mainly affecting the toe of the trench. A significant thrusting component originating the uplift of the Andaman Islands had to be taken into account. These observations gave good constraints for Modèle B on the geometry of the northern rupture's plane fixed with a N30°E strike and 70°E dip. As it was stated by [Banerjee et al. \(2007\)](#), the best fitting slip azimuth at the northern end of the rupture has to be taken equal to the plate relative motion. Considering a strike  $\phi$ , a dip  $\delta$  and an azimuth of slip  $\chi$  (with the condition:  $0 < \chi, \delta, \phi < 90$ ), the rake theoretically obeys the following relationship:

$$\lambda = 180 - \arcsin [1 - \sin(\chi - \phi) / \cos(\delta)]$$

For plane M1 we obtained  $\lambda = 145^\circ$ . We finally searched for the best fitting slip on that plane. Modèle C proposes a northward propagation of the rupture up to 18°N. A second plane – plane M2 - was added north of Modèle B. Between 16°N and 18°N, the trench strikes N15°E and is described as a dextral shear zone ([Nielsen et al., 2004](#)). Only poor constraints on the dip of the faults relate to that shear zone. Based on shallow seismic data, [Nielsen et al. \(2004\)](#) described right-lateral strike-slip faults and West verging thrust but it seemed awkward to determine which one of these slips directions prevails. [Socquet et al. \(2006\)](#) showed that the Indian plate is moving N30°E with respect to the Burma plate at that latitude. Following the above observations, we fixed a N15°E strike for the modelled rupture's plane north of 16°N. The dip was obtained by a trial and error method using trial values ranging from 40 to 80 deg. A 50 deg dip value yielded the lowest residual misfits. [Figure III-15](#) shows the characteristics and localisation of M1 and M2 planes. It also shows the localisation of [Banerjee et al. \(2007\)](#) planes. The rake (135° for plane M2) was calculated to obtain an horizontal component parallel to the India/Burma plate motion as for modèle B.





Rupture Planes	Endpoint* *	Depth min/max (km)	Rake (°)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)	Strike (°)
M1	16.07°N 93.92°E	0/30	145	70	226	31.9	30
M2	17.53°N 94.55°E	0/40	135	50	170	52.2	15

**Figure III-15:** Rupture planes use for the slip inversion planes 1E to 4B are from Banerjee et al. 2006 best fit model C. M1 and M2 are obtained from this study. The table list the characteristics of the two rupture planes north of 14°N.

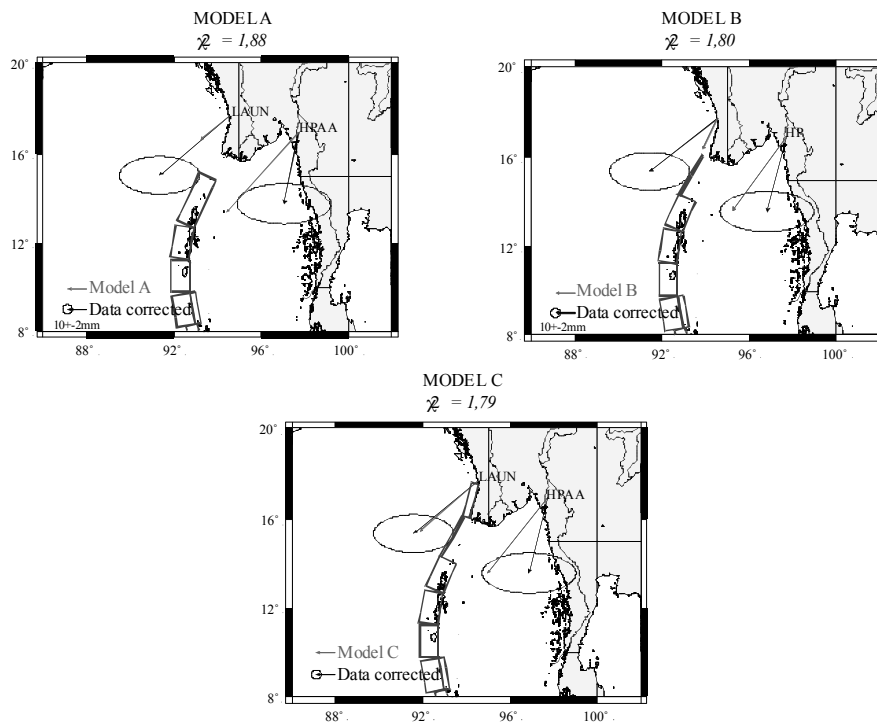
\* For a subsegment with strike  $f$  and dip  $d$ , the rake  $l$  theoretically obeys the relationship:

$$l = 180 - \arcsin [1 - \sin(x-f) / \cos(d)], \text{ where } x \text{ is the azimuth of the slip direction and } 0 < x, d, f < 90.$$

\*\* Latitude and longitude of northernmost point on lower edge.

A least-squares inversion of the Banerjee et al. (2007) dataset (149 GPS data plus 2 new campaign GPS data from southern Burma) was performed to derive slip for each model, using a chi2-misfit function.

Modèle A yields a  $\chi^2 = 1.88$  (table III-3). At LAUN station, Modèle A produces a good fit in terms of motion direction. Nevertheless, a significant discrepancy related to the amount of coseismic motion remains (ModelA in Figure III-16). Furthermore, the geometry of the fault plane north of 14°N is significantly different from what was suggested by geological observations (Nielsen et al., 2004).



**Figure III-16:** Three tested models for the northern end of the Sumatra Andaman Earthquake rupture constrain by GPS campaign measurements at stations LAUN and HPAA (Southern Burma). Black vectors with 95% error ellipses show the calculated coseismic displacement, superimposed grey vectors are the predicted static displacements using modified Banerjee and al. (2006) best model. Black rectangulars indicate the fault planes used for the least square slip inversion.

Model	4A (m)	3A+3B (m)	2Bds (m)	2Bss (m)	1H (m)	1D (m)
Model A	8.9 ± 0.3	15.4 ± 0.3	18.1 ± 0.4	6.5 ± 0.4	16.2 ± 0.5	3
Model B	8.9 ± 0.3	15.3 ± 0.3	18.1 ± 0.4	6.6 ± 0.4	16.6 ± 0.5	3
Model C	8.9 ± 0.3	15.3 ± 0.3	18.1 ± 0.4	6.5 ± 0.4	16.4 ± 0.5	3

	1G (m)	1F (m)	1E (m)	M1 (m)	M2 (m)	$\chi^2$
Model A	7.5 ± 0.4	5.1 ± 0.3	6.2 ± 0.2	-	-	<b>1.88</b>
Model B	7.7 ± 0.4	5.4 ± 0.3	6.6 ± 0.2	-0.4 ± 0.9	-	<b>1.80</b>
Model C	7.7 ± 0.4	5.3 ± 0.3	6.5 ± 0.2	0.2	0.2 ± 0.1	<b>1.79</b>

**Table III-3:** Inverted slip parameters of the Sumatra Andaman earthquake. The last column gives the reduced  $\chi^2$ . Rupture planes 1E to 4A are taken from Banerjee et al. 2006 best model C. M1 and M2 planes are from this study.

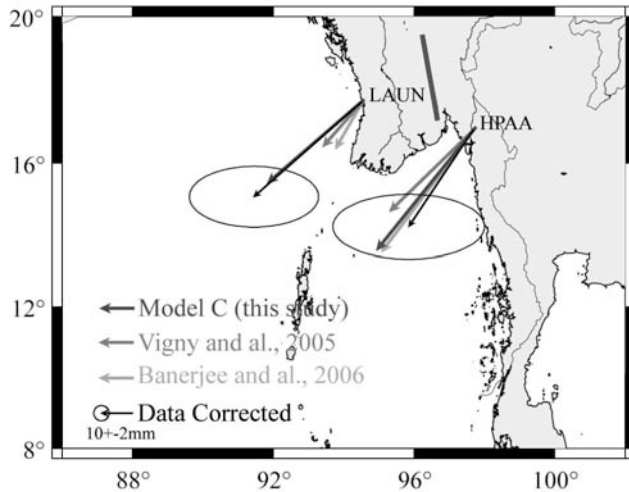
Modèle B yields a  $\chi^2 = 1.80$  (table III-3). It improves the fit at HPAA station but increases the misfit at LAUN station (ModelB in Figure III-16). The inverted slip for plane M1 is negative and not statistically significant.

For Modèle C, slip on plane M1 was fixed to 20cm which was the best value obtained by a previous trial and error method. This slip value is under the error bracket given by the inversion (-0.4±0.9m) performed for Modèle B (table III-3). The best  $\chi^2 = 1.79$  (table III-3) was obtained for Modèle C. This modèle produces a very good fit at LAUN site (ModelC in Figure III-16), implying that some slip along the Burmese segment of the Sunda trench between 14°30'N and 18°N can actually explain the LAUN site offset.

Firstly, while appending the 2 new rupture planes M1 and M2 to the Banerjee et al. (2007) coseismic slip modèle and 2 new GPS data to their dataset, the inversion does not change significantly the slip on the other rupture planes from their preferred coseismic slip model. Also, the slip on planes M1 and M2 is so little that it has only very local effects. Consequently it does not change their results. For example, our modeled coseismic offset at HPAA site is not significantly different from the one they obtained (Figure III-17). The slip along the Burmese segment of the Sunda trench strongly depends on LAUN site.

Secondly, neither this modèle nor previous ones are successful in fitting the HPAA GPS site offset after interseismic and postseismic correction (Figure III-14 and Figure III-16). The coseismic rupture of the Sumatra-Andaman Earthquake may not be the only source of deformation at that site. HPAA site is actually located just east of the active dextral strike-slip fault system that divides the Burma sliver-plate from the Sunda plate. Aseismic slip along one of these faults can thus reasonably be invoked. To assess this hypothesis we modelled the coseismic offset produced by some slips along the main structure belonging to this fault system: the Sagaing fault. After data correction, the misfit was significantly reduced (Figure III-17).





**Figure III-17:** Calculated coseismic motion at HPA and LAUN stations after correction for the Sagaing Fault system effects (black arrow), compared with the coseismic motion predicted by Banerjee and al. (2006) model (light grey arrow), by the Vigny and al. (2005) model (grey arrow) and our preferred Model C (dark grey arrow). Calculated motions are represented with their 95% confidence ellipse. The thick black line shows the location and length of the fault plane used for the Sagaing Fault System slip effects computation.

There are no evidence that the Sagaing fault itself has moved aseismically between 2001 and 2005. Nevertheless we claim that some aseismic slip along any dextral strike-slip fault belonging to the fault system that divide the Burma sliver-plate from the Sunda plate can be responsible for the remaining misfit observed at HPA. Detailed active tectonic field works and accurate monitoring of the Southern Sagaing fault system are required to further investigate this issue.

#### 4. Evidence from teleseismic and marine data

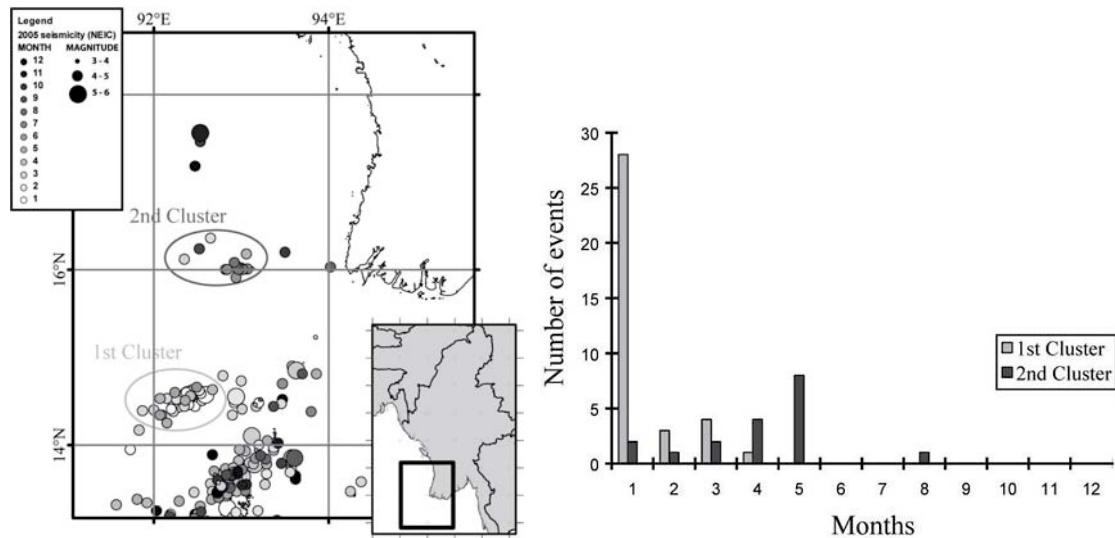
##### a. Teleseismic data set

Although some slip along the Burmese segment of the Sunda trench between 14°30'N and 18°N can actually explain the geodetically measured offset at LAUN, it is not yet clear how this slip is indeed associated to the SAE.

There was no recorded seism between 14°30'N and 18°N along the trench prior to the last March 2005 GPS measurement, but both Global CMT and USGS NEIC catalogues recorded earthquakes within the Indian plate in that area a few weeks after the SAE, close by the trench. Available Global CMT analysis shows that these earthquakes have normal type focal mechanisms with their T axis close to perpendicular to the trench. We identified three clusters of earthquakes: the first one at 14°30'N, 92°E, the second one at 16°N, 93°E and the third one at 17°30'N, 92°30'E (Figure III-18).

The main activity of each cluster took place at different moments: one month (January 2005) after the SAE for the first cluster, five months (May, 2005) after the SAE for the second cluster, and about nine to ten months (September to October 2005) after the SAE for the third cluster. The latter being defined by only 3 events, it did not appear suitable III-for our study and was neglected. We interpret these earthquakes as produced by normal faults related to the flexure of the downgoing Indian plate.

As they have low magnitude (<5.5) and as they are far from LAUN site, these earthquake could not have induced the offset observed at that site. However, they could have been triggered by some slip along the Burmese segment of the Sunda trench between 14°30'N and 18°N. In order to test this hypothesis, we computed the Coulomb stress changes induced by some slip along the trench. For that purpose we used marine data so as to characterise the normal faults affecting the Indian plate in that area.



**Figure III-18:** Left. Teleseismic data: Dots are epicentres of earthquakes following the Sumatra Andaman Earthquake during the year 2005 (teleseismic data are from the National Earthquake Information Centre catalogue, USGS, San Francisco: <http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic.html>); White dots are for January 2005 and black ones for December 2005. The size of dots is related to the magnitude of earthquake as shows in the legend. It shows two clusters: 1st cluster at  $\sim 14^{\circ}30'N$  and 2nd cluster at  $\sim 16^{\circ}N$ . Right. Time repartition of earthquakes from each of the 2 clusters (black for the 1st cluster, grey for the 2nd cluster and white for the 3rd cluster).



#### b. Marine data set

##### *Multibeam seafloor mapping:*

Three cruises were conducted in the Bay of Bengal offshore Burma in 2000, 2005 and 2006, all of them on the Marion Dufresne RV (Rangin et al., 2006). Seafloor mapping was performed during the first two cruises. The average vertical resolution of the on-board multibeam system is about 20m. Data were processed with the Ifremer Caraibes software. Data from the Levitus Database (Boyer et al., 1998) refined with 17 shots of probes all along the cruise were used to constrain the profile of the water sound velocity.

The 2005 cruise was conducted a few weeks after the seismic activation of normal faults within the Indian subducting plate at the northern end of the SAE rupture area (according to Global CMT catalogue). One of our objectives was to map the seafloor in this area to detect active normal faults.

##### *3.5 kHz sediment profiler:*

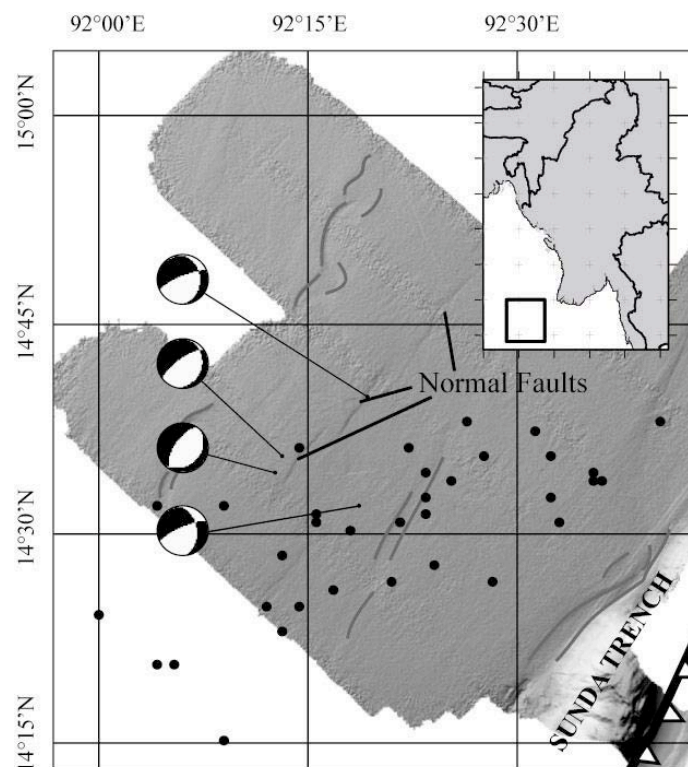
Sediment sounder data were acquired all along the 2005 Bengal cruise by the SF 11 sediment sounder on board Marion Dufresne ship. The emitted signal is of  $3.75 \pm 0.80$  kHz frequency which gives a theoretical vertical resolution of 47 cm. The depth of penetration during the campaign was of about 100m. These data have been processed thanks to the SOACS-log system from SOACSY society, which allows evaluation of absorption, reflectivity and acoustic impedance of subsurface sediments. The purpose of this sediment sounder survey was to have a subsurface image of the structures mapped by the multi-beam.

c. Characteristics of some normal faults within the Indian plate.

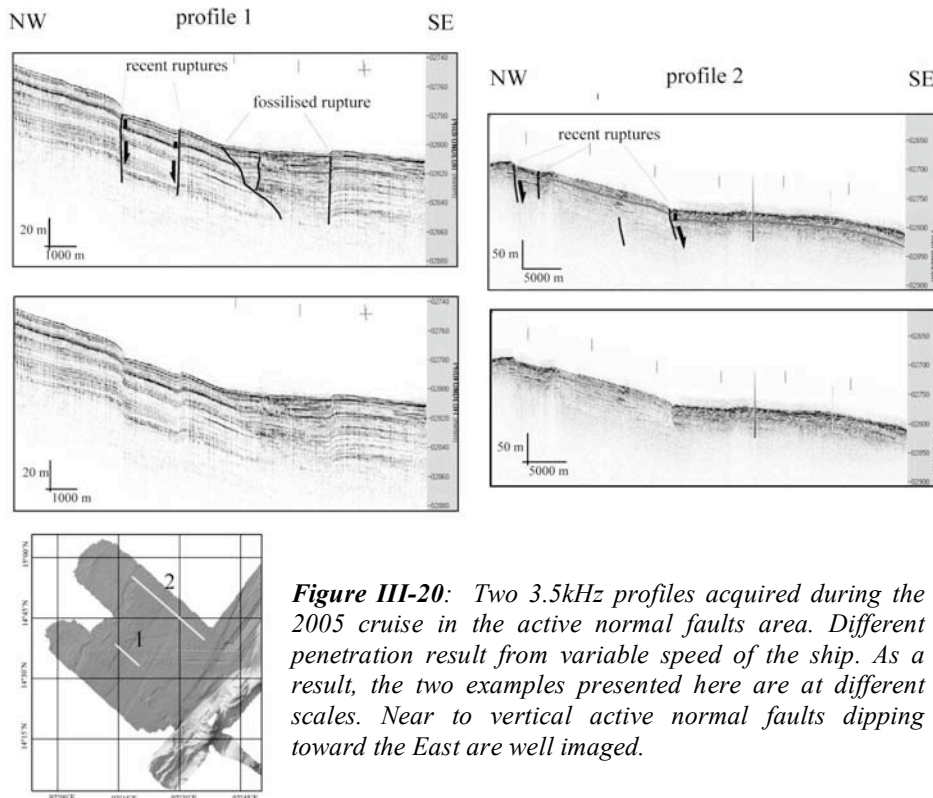
Using the multi-beam technique, an image of a few active normal faults striking N35°E in the area of the first seismic cluster (Figure III-19) was obtained. This strike value is consistent with the NE striking nodal planes from the 4 CMT solutions showing extensive type focal mechanisms (Figure III-19).

The 3.5kHz sediment sounder provides a high-resolution image of these faults at shallow depth (Figure III-20). They are typical normal faults and have been activated recently as they affect the seafloor. The sediment sounder reveals other normal faults that have been abandoned and blanketed. Additionally, an unpublished seismic line acquired in 2006 in this area shows that these normal faults steeply dip southeastward (about 60°) and affect the ocean floor sediments (Figure III-21). There is an inconsistency between Global CMT solution and the fault-plane dip angle deduce from seismic reflection. Considering that the Global CMT solutions are poorly constraints for such small magnitude (<5.5) with no local seismic network and in a subduction zone requiring a complex 3D velocity model, the fault geometry deduced from marine geophysical data appears more reliable.

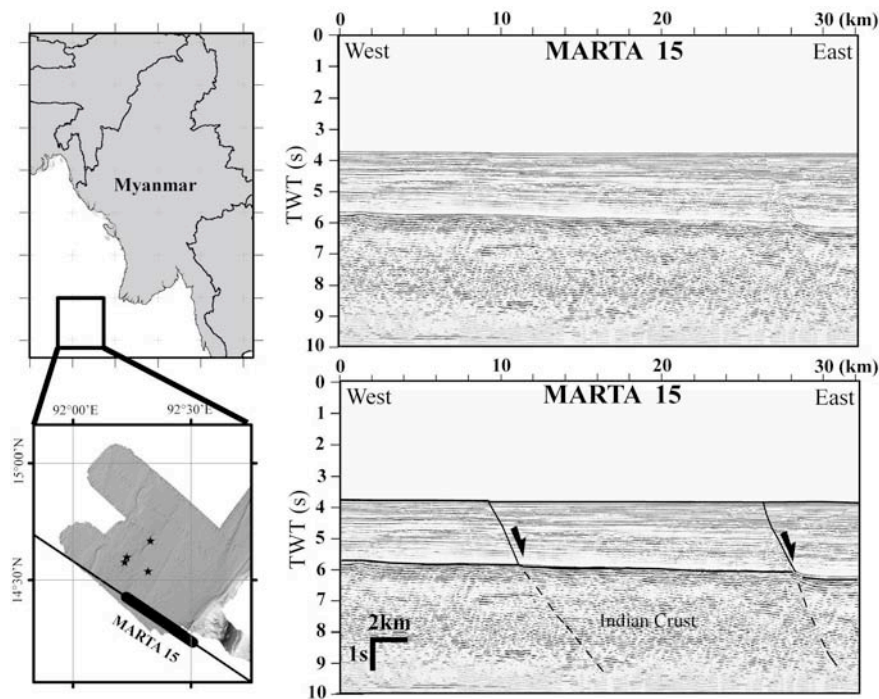
Affecting the Indian oceanic crust at the northern end of the SAE rupture, some active normal faults striking N35°E and steeply dipping eastward (about 60°E) are well imaged by the marine geophysical data. The Global CMT solutions suggest that earthquakes occurred on some normal faults. We hypothesised that the earthquakes occurred on normal faults similar to those actually observed. The fault plane dip and strike deduced from our marine geophysical data can thus be used as the receiver faults' parameters needed for the Coulomb stress changes computation.



**Figure III-19:** Bathymetric map, from 2005 BENGALÉ cruise, showing the active normal faults in the southern seismic cluster area (see text for detail). Global CMT solutions and seismicity from USGS catalog (compiled between the SAE and the MARTABAN cruise) are superposed. Some chenai levee have also been mapped (grey lines).



**Figure III-20:** Two 3.5kHz profiles acquired during the 2005 cruise in the active normal faults area. Different penetration result from variable speed of the ship. As a result, the two examples presented here are at different scales. Near to vertical active normal faults dipping toward the East are well imaged.



**Figure III-21:** Extract of line Marta15 from MARTABAN cruise (2006). Active normal faults have been imaged steeply dipping toward the east and affecting the oceanic crust. Localisation of the seismic line extract is shown in the enclosed map by a bold line. Epicenters of the normal faulting earthquakes are represented as black stars in this map.



d. Analysis of the Coulomb stress changes related to the Sumatra-Andaman Earthquake.

*Coulomb stress changes related to the SAE postseismic relaxation*

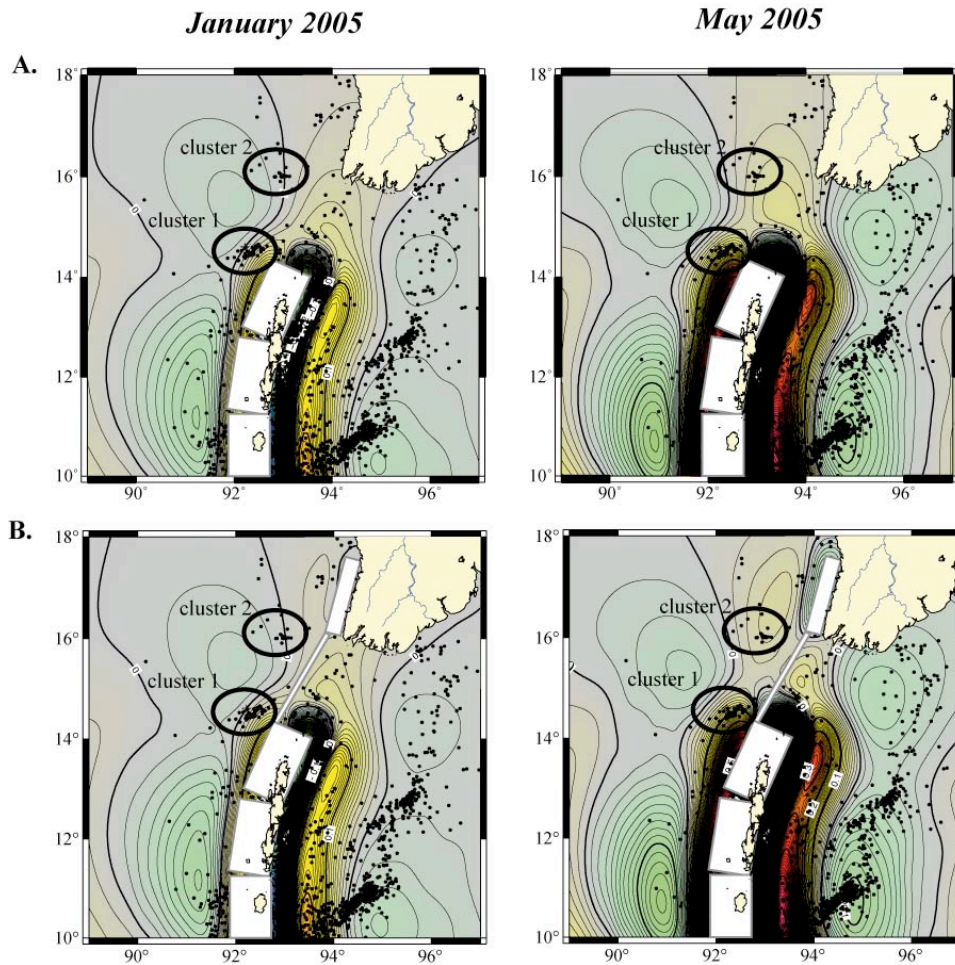
The normal faulting earthquakes could have been triggered by stress changes associated with the coseismic rupture or the postseismic relaxation. This kind of fault triggering has been documented in other regions and is well explained by the Coulomb failure criterion (King et al., 1994).

Figure III-18 shows that maximum activity of the two normal faults clusters occurred at different times. Time-diffused postseismic relaxation effects could possibly explain this different timing. We then computed the Coulomb stress changes related to the SAE postseismic relaxation at the time of the two seismic clusters, i.e. in January and May 2005. The postseismic

The computations were performed with both the Banerjee coseismic slip modèle and our preferred coseismic slip modèle (modèle C) (Figure III-22A and B respectively). The yellow to red colour represent a positive Coulomb stress change. Faults with the parameters defined above (strike: N35°E; dip: 60°E; rake: 90°), and falling within this positive Coulomb stress change area, are brought to failure. In January 2005, the first cluster was positively stressed by the postseismic relaxation whereas the second one was neutrally stressed (Figure III-22). In May 2005, both clusters were positively stressed by the postseismic relaxation. The former Banerjee slip modèle yielded the same results as our preferred modèle C (Figure III-22). Anyhow, it is clear that time-diffused relaxation of the SAE does explain the timing of clusters 1 and 2. We thus have established a causal link between the normal fault activation and the SAE rupture. But the stress drop is too little (0.03bars) to bring the faults up to failure (given the >0.1bars criterion from (King et al., 1994; Pollitz et al., 2003)). We invoke the SAE coseismic rupture as a potential additional source of stress changes.

*Coulomb stress changes related to the SAE coseismic rupture*

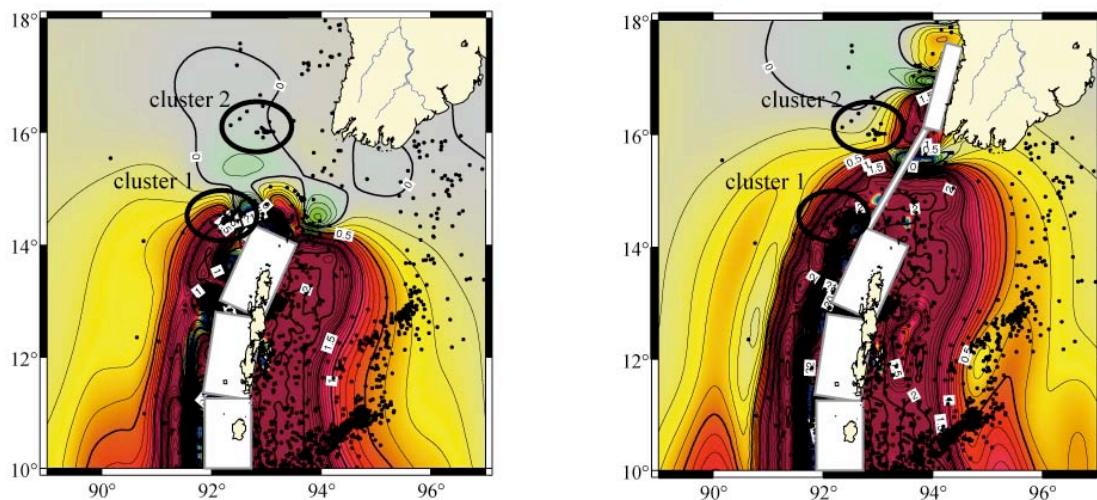
The coseismic Coulomb stress changes were first computed by using the Banerjee et al. (2007) coseismic slip Modèle C without the two northern rupture planes M1 and M2 (Figure III-23a). The computation was made on a 0.276° spaced grid between 89°E / 10°N and 97°E / 18°N (900 values). To produce a more readable image, the result was interpolated and gridded every 0.016° then contoured every 0.1bars. The interpolation yielded to a reasonable 0.004 rms error. Although the first cluster of normal faults (around 15°N) can have been brought to failure by a Sumatra-Andaman Earthquake rupture that ended at 14°30'N, the second normal fault cluster (around 17°N) was negatively stressed by such a rupture. The Coulomb stress changes were then computed with the two Burmese planes M1 and M2 North of 14°N using our coseismic best slip Modèle C (Figure III-23b). The same grid operations were performed which resulted in the same 0.004 rms error for the interpolation. Coulomb stress changes of > 0.1 bars are causally linked with secondary earthquake occurrence elsewhere (King et al., 1994, Pollitz et al., 2003). Using this criterion, both normal fault clusters were brought closer to failure by our preferred coseismic slip modèle (Modèle C) implying that some slip between 14°30'N and 18°N is required to activate the normal faults.



**Figure III-22:** Results of the postseismic Coulomb stress changes computation after the Sumatra Andaman Earthquake on normal faults describes in the text. The computation have been performed at the time of seismic cluster 1 (January 2005) and seismic cluster 2 (May 2005) based on the visco elastic relaxation model of Pollitz et al., 2006 and using A. the initial Banerjee model and B. our preferred coseismic rupture model (model C). Contouring is every 0.01 bar. Yellow to Red colour show positive coulomb stress changes and green to blue colour shows negative coulomb stress changes.

**a. Banerjee et al. (2007) slip model**

**b. This study (slip model C)**



**Figure III-23:** Coseismic Coulomb stress changes after the Sumatra-Andaman earthquake, evaluated on receiver faults with geometry constrained to be that of Cluster 2 (strike: N15°E; dip : 60°E; rake: 90°) , using the computation method of Banerjee et al. (2006) with our preferred coseismic rupture model (b) compared with the previous rupture model from Banerjee et al. (2006) (a). Contouring is every 0.1 bar. Yellow to Purple colours show positive Coulomb stress changes and green to blue colours show negative Coulomb stress changes.

## 5. Discussion

Previously considered geodetic and seismic data suggest that the Sumatra-Andaman Earthquake rupture terminated at about 14°30'N. Based on satellite imagery, the hypothesis of a northward rupture propagation up to at least 15°N was proposed by [Meltzner et al. \(2006\)](#) who observed possible uplift at Preparis Island (South Burma) at about 15°N. The new campaign GPS data from southern Burma, obtained in March 2005 after the SAE, show motions that significantly differ from forecasts of models based on previous measurements in Malaysia and Thailand. Various rupture models were processed to fit the new set of Burmese GPS data. As demonstrated by our preferred modèle (Modèle C), the south Western site (LAUN) offset required some slip along the Burmese segment of the Sunda trench between 14°30'N and 18°N. A significant misfit remains unbalanced at HPAA site even after correction for the SAE coseismic effect with any of the available models. This misfit could be significantly reduced by introducing some aseismic slip on the Sagaing fault system between 2001 and 2005 ([Figure III-17](#)) but detailed active tectonic fieldworks and GPS monitoring of the southern Sagaing Fault system are required to confirm this hypothesis.

Following the result of our preferred modèle (Modèle C), we proposed that the SAE rupture potentially propagated northward up to 18°N. Such a rupture propagation could have been detected neither by tsunami wave modelling nor by seismic wave modelling: the slip on the fault planes involved is right-lateral strike slip, which could not produce any tsunami wave since in this case vertical displacement is negligible; the amount of slip necessary to explain the LAUN site offset is sufficiently little to lay below the seismic wave modelling resolution in this area, which is about 5m according to [Subarya et al. \(2006\)](#).

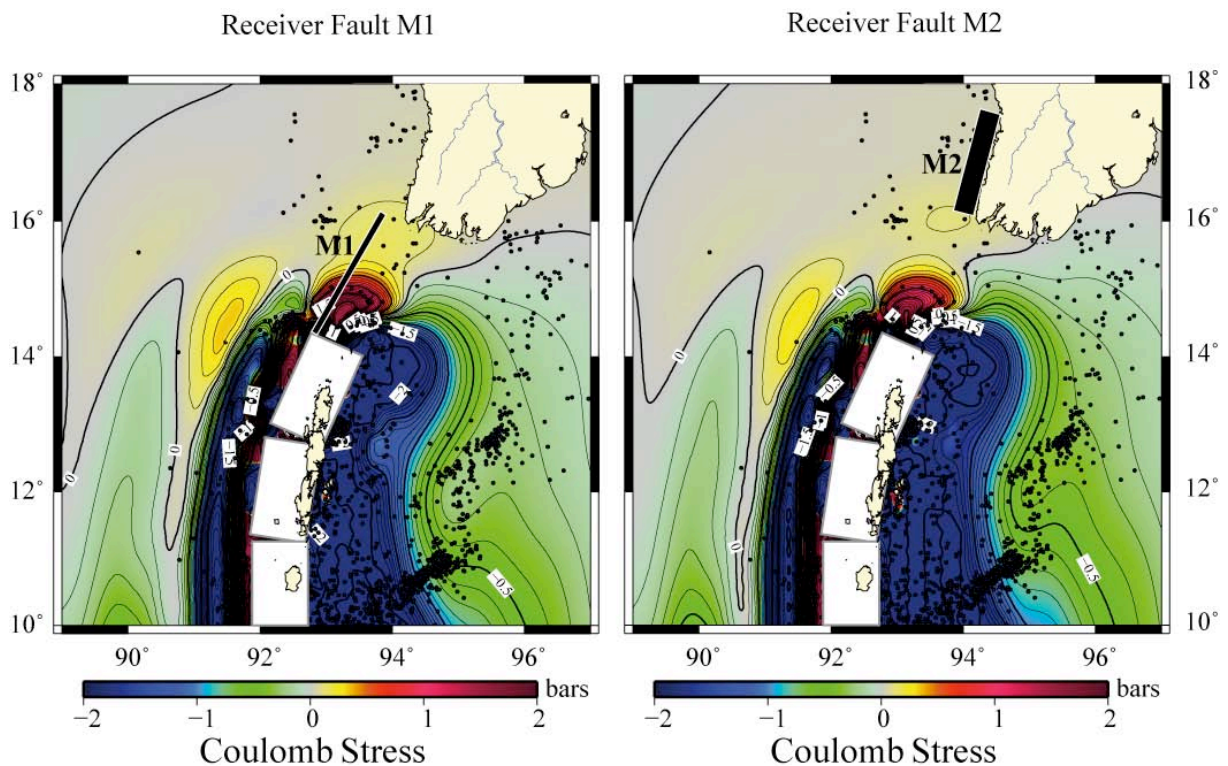
Two clusters of earthquakes occurred on the subducting Indian plate near the trench north of 14°N within various time intervals after the SAE. These are normal faulting events based on the Global CMT solutions. This type of earthquake is often associated with subduction and is usually attributed to plate flexure induced by slab-pull. Seafloor mapping, seismic reflection and sediment sounder profiles confirm the presence of active normal faults in the area of the 1st cluster. The exposed marine geophysical data give an accurate view of the active normal fault's strike and dip. We propose that the clusters were produced by the rupture of some normal faults similar to the ones imaged, which have been brought to failure because of the SAE rupture. To test this hypothesis, we computed the Coulomb stress changes induced by the SAE, on receiver faults with parameters inferred from the marine geophysical data.

The normal faults events occurred at different times. The SAE time-diffused postseismic relaxation can potentially explain the time-diffused activation of the normal faults along the Burmese segment of the Sunda trench. We computed the SAE postseismic Coulomb stress changes with our preferred coseismic slip modèle (Modèle C) extending up to 18°N and with the former [Banerjee et al. \(2007\)](#) modèle extending up to 14°30'N. Both models potentially explain the time-diffused activation of the normal faults. Anyhow, a causal link is established between the SAE and the normal fault activation. But the stress drop is too little (0.03bars) to bring the faults up to failure (given the >0.1bar criterion from [\(King et al., 1994, Pollitz et al., 2003\)](#)). Some other effects have to be invoked: continuous interseismic loading at the trench might have stressed up the normal faults prior to the SAE or the SAE coseismic slip have induced significant stress changes on that faults. Since there have been no more earthquakes in that area since December 2005, the time-limited SAE coseismic slip effects hypothesis seems more reasonable than a continuous interseismic loading hypothesis.

We thus computed the Coulomb stress changes induced by the SAE coseismic slip with two models: our preferred modèle C with a rupture extending up to  $18^{\circ}\text{N}$  and the [Banerjee et al. \(2007\)](#) modèle with a rupture extending up to only  $14^{\circ}30'\text{N}$ . Both models are successful in triggering earthquakes from the first cluster. Nevertheless, earthquakes from the second cluster can only be triggered by some additional slip between  $14^{\circ}30'\text{N}$  and  $18^{\circ}\text{N}$ .

As stated in the first part of this discussion, some slip along the Burmese segment of the Sunda trench up to  $18^{\circ}\text{N}$  is required to explain the offset geodetically measured at LAUN. It is also clear that this slip is indeed required to activate some normal faults within the Indian plate. Besides, this fault activation is related to the time-diffused postseismic relaxation following the SAE. We discuss three interpretations:

This slip along the Burmese trench could have been triggered by some stress changes between induced by the SAE rupture extending to only  $14^{\circ}30'\text{N}$ . We computed the Coulomb stress changes using the [Banerjee et al. \(2007\)](#) coseismic slip model. Our M1 and M2 rupture planes were successively used as receiver faults. It appears that only plane M1 could have been brought to failure ([Figure III-24](#)). The case of a rupture extending through M1 only was discussed as Modèle B in the present study. This modèle is inefficient in fitting the geodetically measured offset at LAUN site and was consequently rejected.



**Figure III-24:** Coulomb stress changes after the SAE using the coseismic slip model model from Banerjee et al. (2007) and rupture planes M1 and M2 located along the Burmese trench (discussed in this paper) as receiver faults successively. The white rectangle are the source faults and the black rectangles are the receiver faults. Contours are plotted every 0.1bar.

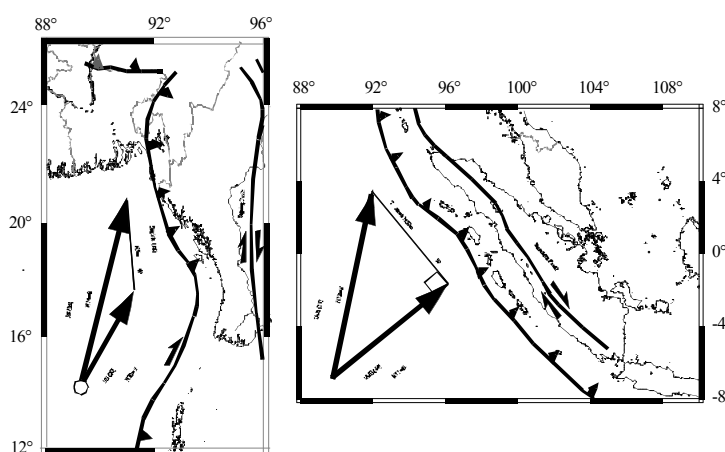
(2) Some aseismic slip may occurred along the Burmese segment of the Sunda trench, between  $14^{\circ}30'\text{N}$  and  $18^{\circ}\text{N}$ , prior to the SAE and after the 2001 GPS campaign. This slip has



produced the geodetically measured offset of LAUN and has brought the normal faults close to failure. Afterward, the postseismic relaxation induced by the SAE gave the last stress contribution for the normal faults activation. This interpretation implies two distinct sources of deformation in southern Burma: a former slip along the southern part of the Burmese segment and the SAE postseismic relaxation.

(3) Alternatively, we finally interpret the slip on planes M1 and M2 as the northward continuation of the SAE coseismic rupture. This single event is able to explain both the geodetically measured offset at LAUN site and the normal faults activation. A slow slip may occurred at the northern end of the rupture, as previously proposed by [Ammon et al., 2005](#). Based on the present results, this slow slip may have extended aseismically up to 18°N.

Our results have some implication in term of seismic hazard along the Burmese segment of the Sunda trench where no major seismic events occurred for the past 246 years (the last one would have occurred in 1762 according to [Berninghausen, 1966](#)). We demonstrated that some strain was released along the Burmese trench after the SAE. But the slip is so small that the significance of such a release with respect to the strain accumulated since 1762 is questionable. We can roughly estimate the relation between released and accumulated strain: The Indian plate is moving N30°E at 2cm/yr with respect to the Burma sliver-plate ([Socquet et al., 2006](#)) ([Figure III-25](#)). We have shown that only 20cm slip is required on fault planes along the southern Burmese segment of the Sunda trench during the SAE, id a 17cm horizontal displacement. Assuming a 0.3 seismic coupling coefficient at subduction zones ([Mc Caffrey, 1997](#)), the southern part of the Burmese segment has released only 11% of the strain to be released seismically and accumulated since 1762.

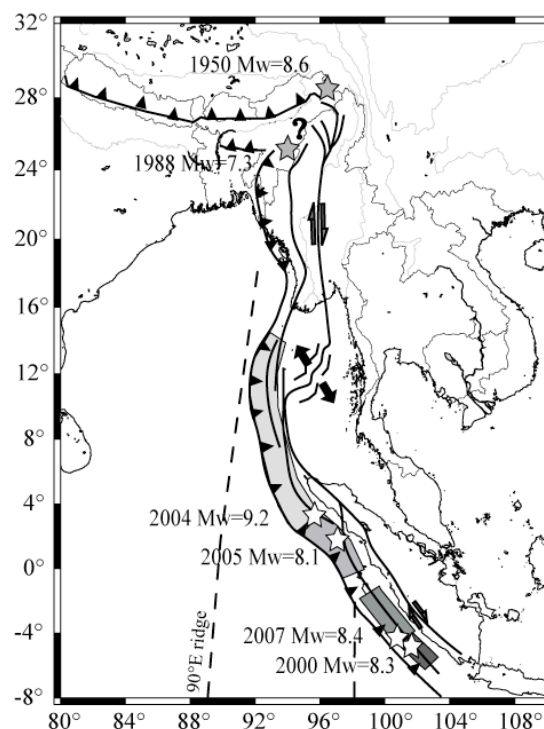


**Figure III-25:** Kinematic setting for the comparison between the Burmese and the Sumatra segment of the Sunda trench in term of accumulated/released strain budget. I = India plate, S = Sunda plate, B = Burma sliver plate, IA = Indo-Australian plate. The rate of motion are indicated in brackets. The I/S, I/B plate motion and the Sagaing fault slip rate are from [Soquet et al. \(2006\)](#) and [Vigny et al. \(2003\)](#). The IA/S plate motion is obtain from [Subarya et al. \(2006\)](#). The IA/B plate motion is calculated with a full strain partitionning hypothesis, id. slip vectors normal to the trench, ([Mc Caffrey, 1992](#)).

Moreover, several major events of  $M_w > 7.7$  took place on the southern part of the Sunda trench in the past six years only ([Figure III-26](#)): offshore northernmost Sumatra in December

2004 ( $M_w=9.2$ ), near Nias Islands in March 2005 ( $M_w=8.7$ ), offshore south Sumatra in June 2000 ( $M_w=7.9$ ), and offshore Java Island in May 2006 ( $M_w=7.7$ ). In September 2007, a  $M_w=8.4$  earthquake occurred in southern Sumatra partially filling the gap between the 2005 and 2000 earthquakes' ruptures. Two major events of a magnitude greater than 7 have occurred north of Burma: the Shillong plateau event in 1988 ( $M_w=7.3$ ) and the Assam earthquake in 1950 ( $M_w=8.6$ ). We can make the same calculation for the Sumatra segment as for the Burmese segment. For example, let's consider an  $M_w=7.9$  earthquake: such an earthquake at subduction zones is empirically related to 189cm slip on the fault plane (Papazachos et al., 2004). At Sumatra, the subduction thrust plane's dip is  $18^\circ\text{E}$  (Mc Caffrey, 1992) and the Australian plate is moving  $\text{N}12^\circ\text{E}$  at 5.7cm/yr with respect to the Sunda plate (Figure III-25) (after Subarya et al., 2006). As a result, assuming a full strain partitioning hypothesis (Mc Caffrey, 1992) and a 0.3 seismic coupling coefficient at subduction zones (Mc Caffrey, 1997), the Sumatra segment is able to release up to 65% of the strain to be released seismically and accumulated since 1762, where a single  $M_w=7.9$  earthquake occurred.

This is a simplified estimation that can be discussed. Indeed, part of the India/Burma sliver-plate convergence may have been accommodated by aseismic deformation along the Burmese segment of the trench. The 0.3 seismic coupling coefficient and the kinematics considerations could be refined. Nevertheless, given the historical seismic activity of the Sunda trench, we think that the Burmese segment of the Sunda trench has recently accumulated a significant delay in strain release with respect to other segments of the Sunda trench. As previously stated by Cummins (2007), we conclude that some earthquakes have soon to be expected along the Burmese segment so as to balance this delay.



**Figure III-26:** Largest earthquakes along the Sunda trench since 1950. Grey polygons show the area affected by aftershocks related to their respective main shocks which epicentre is represented as a white star (source: [ftp://hazards.cr.usgs.gov/maps/sigeqs/20070912/ModernRuptures.pdf](http://hazards.cr.usgs.gov/maps/sigeqs/20070912/ModernRuptures.pdf)). Grey stars represent epicentres of major earthquakes ( $M_w > 7$ ) for which no recorded aftershocks are available. Location of the 1988 earthquake is obtained from the USGS website: [http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqarchives/significant/sig\\_1988.php](http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqarchives/significant/sig_1988.php). Location of the 1950 earthquakes is obtained from the USGS website: <http://earthquake.usgs.gov/regional/world/historical.php>.

## 6. Conclusions

This study highlights a few points concerning some possible recent slip along the Sunda trench between 14°30'N and 18°N:

- A new set of geodetic data collected in Burma a few months after the SAE is presented and allows a more precise modelling of the northern termination of the rupture. This rupture possibly ended as quasi pure strike-slip with a small amount of slip (about 20cm) offshore Burma at 18°N.

- Various normal faulting earthquakes that occurred on the subducting Indian plate above latitude 14°30'N can be explained by combined coseismic stresses generated by local slip on several dislocation planes between 14°30'N and 18°N and postseismic relaxation related to the Sumatra Andaman Earthquake.

The Sumatra Andaman earthquake coseismic rupture might extended up to 18°N with slow/aseismic slip on its northern termination.

Following the present study, only 20cm slip is required in southern Burma during the SAE. Considering the historical seismic activity of the whole Sunda trench, the Burmese segment has recently accumulated a significant delay in strain release with respect to other segments. The small slip related to the Sumatra-Andaman Earthquake we obtained is far away from balancing this delay. As a consequence, the Burmese segment of the Sunda trench can still potentially produce destructive earthquakes.

## 7. Acknowledgments

The 2005 GPS campaign which provides the data used in this paper is part of the GIAC project sponsored by TMEP. We thank Mr Christophe Vigny for sharing his previous Burmese GPS data. We also thank the reviewers and Aaron Meltzner in particular, for their constructive comments that allowed significant improvements of this paper.

## II. Synthèse du Chapitre III

Au regard de la sismicité enregistrée sur les 100 dernières années, il est clair qu'une partie du bassin du Bengale est passé en subduction sous la microplaque birmane. La sismicité indique effectivement un slab de 150km de long. Les données tomographiques, quant à elles, montrent une anomalie de vitesse de près de 450km de long sous la Birmanie (à 24°N). On ne peut cependant pas estimer la quantité d'extension subite par le slab lors de son assimilation dans le manteau. Ces longueurs doivent donc être considérées comme des valeurs maximales lorsqu'elles sont comparées au raccourcissement estimé par la cinématique des plaques.

Ce slab est segmenté. A environ 50km de profondeur on peut y voir une forte rupture de pente. Cette rupture de pente peut parfaitement s'expliquer par le passage en subduction d'une zone de fracture, la ride de 92°E, qui localise la flexure. L'étude des mécanismes au foyer montre que la partie inférieure du segment fortement incliné s'étire dans l'axe de son plongement. Le slab est peut être en cours de détachement le long de zones de fractures (ride de 92°E) passées en subduction.

On a vu dans le chapitre II que la croûte du Bengale était très hétérogène. Ici on constate que ces hétérogénéités, une fois en subduction, sont susceptibles de localiser la déformation dans le slab et peuvent favoriser son détachement. De telles déformations rendent impossible la détermination de la longueur du slab et, par extension, la détermination de l'âge de la subduction par les seules données sismologiques (combinées bien entendu aux modèles de cinématique des plaques). Pour obtenir l'âge de la subduction il faut faire appel aux données géologiques telles que le volcanisme de subduction ou la déformation de la plaque supérieure.

Dans le chapitre I on a vu qu'il y avait quatre centres volcaniques principaux en Birmanie : Le mont Popa, la zone volcanique de Monywa, les basaltes de Singu et le massif de Wuntho. Les trois premiers sont quaternaires et intracontinentaux (Maury et al., 2004). Ils ne nous informent pas sur le début de la subduction. Le quatrième est daté Crétacé à Oligocène (100 à 31Ma). Il n'y a donc pas de volcanisme de subduction en Birmanie depuis l'Oligocène. Cela s'explique simplement par la très forte obliquité de la convergence. Il a été démontré que la fonte du coin mantélique était dépendante, entre autre chose, de la vitesse de convergence normale à la marge. Pour des vitesses inférieures à 4cm/a, le phénomène de « corner flow » ne se produit pas (Davies et al., 1992). En Birmanie, la convergence normale à la fosse est inférieure à 1cm/a depuis la collision Inde-Asie à l'Eocène. Il est donc légitime de ne pas y trouver de trace de volcanisme de subduction.

Alternativement, certains auteurs ont proposé que la subduction soit arrêtée (Guzmán Speziale et al., 1996). Pour ces auteurs, les plaques indienne et birmane sont couplées. La frontière Est de la plaque indienne serait la faille de Sagaing. Dans ce chapitre j'ai exploré cette hypothèse en synthétisant les mécanismes au foyer aujourd'hui disponibles dans la zone de subduction. Entre 30km et 90km de profondeur, les axes de compression des séismes se regroupent suivant deux pôles horizontaux orientés NNE-SSO en projection stéréographique (figure III-8). J'interprète ces deux directions d'axes P comme le résultat de la compression Nord-Sud liée à la collision du slab avec l'Eurasie au Nord, et comme le cisaillement dextre à l'interface Inde/Birmanie induit par la montée de l'Inde vers le Nord. Pour moi donc, la subduction est bel-et-bien active mais simplement hyper-oblique. Cette interprétation est supportée par plusieurs éléments :

- Les traces de séismes tsunamigéniques le long de la marge Indo-Birmane (Nielsen et al., 2004 ; Cummins et al., 2007) suggèrent un découplage entre ces deux plaques.





- 
- Le mouvement vers l'Ouest du prisme Indo Birman par rapport à l'Inde mesuré par GPS (Jade et al., 2007) confirme l'existence d'un niveau de découplage entre l'Inde et la Birmanie.
  - La sismicité délimite clairement un plan de subduction.

Ainsi, la subduction est bien active mais trop oblique pour produire du volcanisme de subduction. Pour retracer l'histoire de la déformation à la frontière de plaque Indo-Birmane il reste donc à étudier la déformation de la plaque supérieure. Le chapitre suivant est consacré à l'étude du calendrier tectonique et du mode de déformation dans le prisme Indo-Birman.

# **Chapitre IV: Tectonique Cénozoïque de la convergence Indo-Birmane : formation d'un prisme en contexte de convergence hyper-oblique**

<b><i>I. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: recent and fast growth of the Outer Wedge.</i></b> .....	<b>144</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>144</b>
<b>1. Introduction</b> .....	<b>145</b>
<b>2. Tectonic setting</b> .....	<b>146</b>
<b>3. The Outer Indo-Burmese Wedge</b> .....	<b>149</b>
a. Structural outline (figure IV-3): .....	149
b. The Kaladan Fault.....	149
c. An incipient Chittagong Coastal Fault.....	151
d. Deep structure of the Outer Wedge, a thin-skinned tectonic model.....	151
<b>4. Preliminary observations on the Ramree area: virgation of the main faults</b> .....	<b>155</b>
a. Stratigraphy of Ramree area .....	155
b. Tectonic interpretation of Ramree area .....	156
<b>5. Recent shortening across the Outer Indo-Burmese Wedge</b> .....	<b>158</b>
a. Recent onset of deformation.....	158
b. Amount of shortening since 2Ma.....	160
c. Kinematics outcomes .....	162
d. The Inner Wedge: from deep seated ductile shear zone to brittle wrenching .....	163
<b>6. Discussion: structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge</b> .....	<b>166</b>
a. Structure of the Indo-Burmese Wedge (figure IV-15):.....	166
b. Late Neogene to present kinematics of the Indo-Burmese Wedge .....	169
<b>7. Conclusion</b> .....	<b>170</b>
<b>8. Acknowledgments</b> .....	<b>171</b>
<b><i>II. Synthèse du Chapitre IV</i></b> .....	<b>172</b>
<b>1. La croissance du prisme Indo-Birman</b> .....	<b>172</b>
<b>2. Calendrier tectonique</b> .....	<b>172</b>
<b>3. Questions</b> .....	<b>173</b>



## **I. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: recent and fast growth of the Outer Wedge.**

(Article publié dans «Tectonics» :

Maurin, T., and C. Rangin (2009), Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: Recent and fast growth of the outer wedge, *Tectonics*, 28, TC2010, doi:10.1029/2008TC002276)

Thomas Maurin and Claude Rangin

CEREGE, CNRS, UMR 6535 et Collège de France, Chaire de géodynamique, Aix en Provence, France

Collège de France – Chaire de Géodynamique, Europôle de l'Arbois,

Bat Le Trocadero – Aile Sud, BP 80 – 13545 Aix en provence, France.

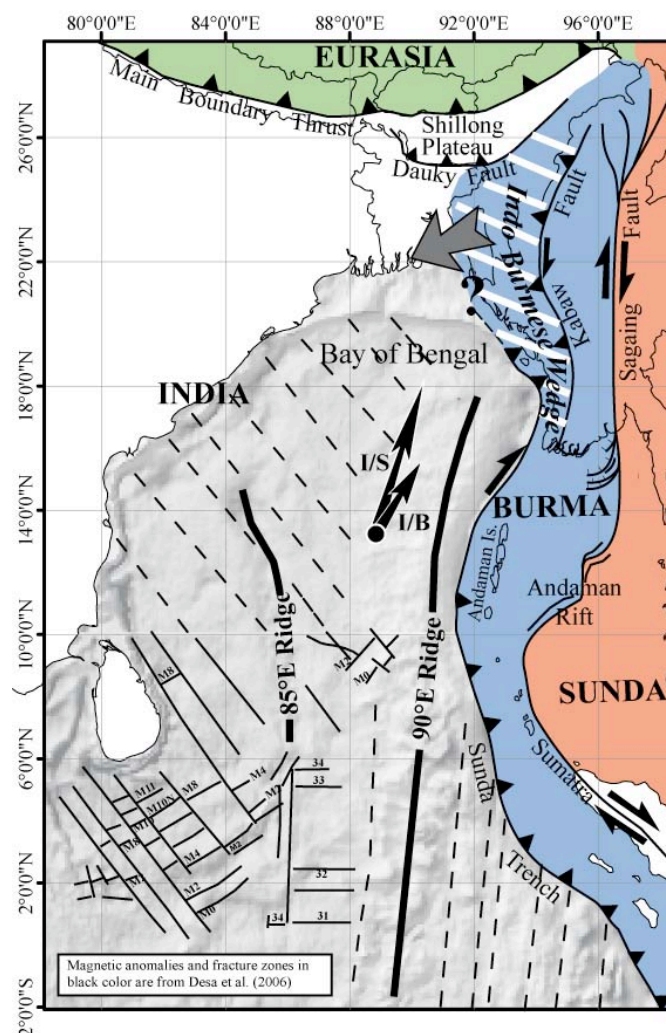
[maurin@cdf.u-3mrs.fr](mailto:maurin@cdf.u-3mrs.fr), [rangin@cdf.u-3mrs.fr](mailto:rangin@cdf.u-3mrs.fr)

### ***Abstract:***

The Northern Sunda subduction zone, offshore Burma, and the associated Indo-Burmese Wedge, mark the active eastern boundary of the Burma platelet jammed between the India Plate and the Sunda Plate. The aim of this paper is to provide a structural and kinematics analysis of the Indo-Burmese Wedge based on seismic reflection, geodetic and geological field data. We found out that the Indo-Burmese Wedge is the place of diffuse strain partitioning: right lateral shearing in the innermost part, and EW shortening in the outermost part. Thick-skinned deformation overprint thin skinned deformation in the Outer Wedge. It can be explain by the required preservation of the critical taper after the fast westward propagation of the wedge above a clayey decollement layer. This propagation could be enhanced by the large amount of sediments that filled up the Sylhet flexural basin, and could be guided by the Bengal oceanic crust fabric. Following this fast westward propagation, the internal shear deformation migrates westward and cut the former shortening structures so as to preserve the strain partitioning ratios between internal shearing and external shortening. Some seismic lines show that the outer wedge onset is not older than 2Ma. We found no evidence of deformation related to the Indo Burmese Wedge older than 10Ma. We propose that the Indo-Burmese Wedge onset is not older than 10Ma, contemporaneously with onset of various major regional tectonics trends.

### 1. Introduction

The Indo-Burmese Wedge results from the India/Sunda Plate's oblique convergence (figure IV-1). Within this geodynamic framework, strain-partitioning is responsible for the individualisation of a sliver plate (Jarrad, 1986; Mc Caffrey, 1992), the Burma Plate. The Indo-Burmese Wedge marks the western margin of this sliver plate. The Sagaing right lateral strike-slip fault marks its eastern boundary and accommodate two third of the parallel-to-the-trench strain component (Vigny et al., 2003). The deformation within the Indo-Burmese Wedge accommodates the remnant amount of oblique stress (Nielsen et al 2001). Consequently, the main process responsible for the Indo-Burmese Wedge growth is NS dextral shearing as it is confirmed by various geological observations and seismotectonic analysis (Le Dain et al., 1984; Ni et al., 1989; Guzman-Speciale and Ni, 1996; Rao and Kumar, 1999). This wedge has grown and migrated rapidly westward along the southern edge of the Shillong Plateau (Lohman, 1995) (figure IV-1).



**Figure IV-1:** Structural fabric of the Bay and Bengal with its present kinematic setting.

Shaded background is the gravity map from Sandwell and Smith (1997). Fractures and magnetic anomalies in black color are from Desa et al. (2006). Dashed black lines are inferred oceanic fracture zones which directions are deduced from Desa et al. in the Bay of Bengal and from gravity map east of the 90°E Ridge. We have flagged particularly the 90°E and the 85°E ridge (thick black lines). Grey arrow shows the Indo-Burmese Wedge (indicated as a white and blue area) growth direction discussed in this paper.

For kinematics, black arrows show the motion of the India Plate with respect to the Burma Plate and to the Sunda plate (respectively I/B and I/S). The Eurasia, Burma and Sunda plate are represented in green, blue and red respectively.

One school of thought proposes that the subduction of the Bengal crust beneath the Burma Plate is active since the closure of the Neo-Tethys in Late Mesozoic (Curry et al., 1979; Curry et al., 2005). According to them, the major changes in tectonic deformation within this micro plate are related to the indentation of the India Plate and to the inferred clockwise rotation of Indochina. Another author, based on a detailed analysis of the structural emplacement setting of the ophiolite belts in Burma and in Andaman Islands (figure IV-1), (Acharya, 2006), proposes that the micro plate has been constructed by the amalgamation of various micro-continents with the progressive westward jump of the subduction zone. According to this author, the present configuration is in place since the Late Oligocene, the timing of collision of the Indo-Burma-Andaman micro-plate with Sunda.

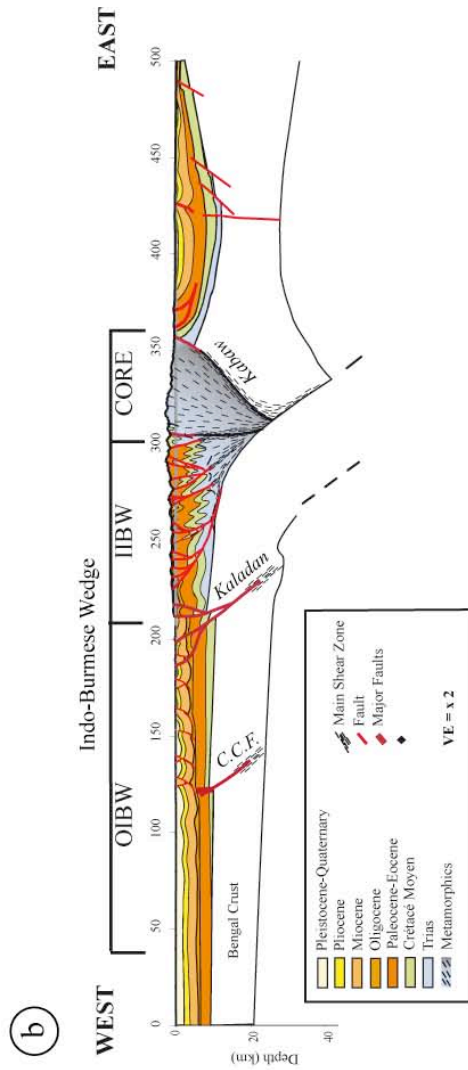
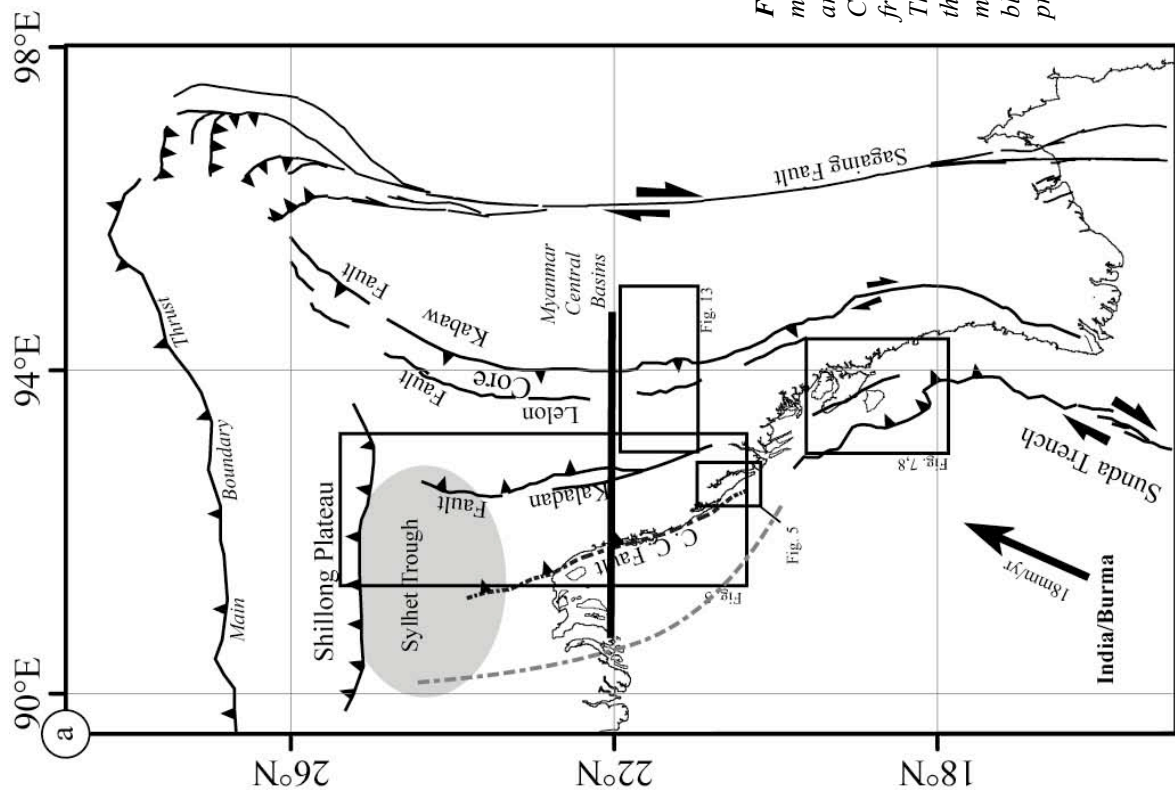
We provide in this paper a new structural and kinematic interpretation of the Indo-Burmese Wedge that allows a more detailed analysis of this subduction history. We propose that the Indo-Burmese Wedge was mainly built during the Late Neogene by fast accretion of the Bengal basin sediments. We also claim the internal part of the wedge is controlled by dextral sub-meridian strike-slip faulting, this wedge as a whole absorbing a large part of partitioned India/Sunda oblique motion.

## 2. Tectonic setting

The Indo-Burmese Wedge has been recognised as a wedge resulting from the oblique subduction of the Bengal crust beneath the Burma sliver plate (Nandy, 1986; Acharya et al., 1990; Vanek et al., 1990, Nielsen et al 2001). It presently propagates westward along the Shillong Plateau (Lohman, 1995). The tectonic units implied in this geodynamic setting are:

*1 - The downgoing oceanic plate:* The Bay of Bengal is characterised by two sets of oceanic fracture zones (Desa et al., 2006) (figure IV-1). The oldest fabric (transform faults) is considered to be Early Cretaceous in age, acquired during an early spreading episode, and strike N140°E to N150°E. It is associated to N50°E trending magnetic anomalies. The youngest fabric is submeridian and results from the Northward drift of the India Plate since the end of the Mesozoic. It is associated with EW trending magnetic anomalies initiated at An34 during the middle part of the Cretaceous (Royer et al., 1991). These fabrics interfere into the middle part of the Bengal Basin. The 85°E and the 90°E ridges are the traces of the hot spots related to the Northward drift of India. In the Northern part of the Bengal Basin, and below the Bengal Fan, some authors propose that the continental crust has been more or less attenuated and thinned (Brune et al., 1986; Kaila et al., 1992; Mitra et al., 2005). This is still a matter of debate due to the lack of data.

*2 - The Burma Sliver Plate* is bounded eastwards from the Sunda Plate, by the right-lateral strike-slip Sagaing Fault (Curry, 1979; Le Dain et al., 1984; Guzman Speciale et Ni, 1996) (figure IV-1). A  $23 \pm 3$  mm/yr rate of recent strike-slip-right finite motion along this fault has been obtained by neotectonic studies (Bertrand et al., 1998). Vigny et al (2003) in their GPS study in central Burma, have proposed an instantaneous 18 mm/yr rate along this fault. In Northern Burma, this fault connects to the Main Boundary Thrust. Southward the Sagaing Fault connects to the Andaman rift by the way of an extensive horsetail structure. Rifting in the Andaman Basin initiated some 9 Ma ago, and ocean spreading started at 4.5 Ma only (Chamot Rooke et al., 2001). That is consequently the best estimates for the Sagaing Fault Age.



**Figure IV-2.** a. General structural map of the Indo Burman ranges. The arrow shows the motion of the Indian plate with respect to the Burma plate (Soquet et al. 2006). The next figures are located with black boxes. The thick black dashed line is the trace of the buried incipient Chittagong Coastal Fault discussed in this paper. The grey dashed line is the deformation front above the decollement, id the western boundary of the Outer Wedge (see text for details). The grey area show the position of the strong negative Bouguer gravity anomaly produced by the Sylhet Trough. b. EW synthetic cross section based on field observations and industrial multichannel seismic data discussed in this paper. The cross section is located as a thick black line in the map. Ages and thicknesses are based on unpublished well records and previous published sedimentological studies (see text for details).



3- Immediately west of the Sagaing Fault, the *Myanmar central basins* (figure IV-2) consist of a series of Cenozoic basins (Rangin et al., 1999) filled-up with up to 15 km of Eocene to Pliocene sediments. These basins are generally interpreted as a fore-arc / back-arc basins couple related to the Cenozoic subduction of the Bengal crust beneath the Burma plate (Win, 1981). These sub-meridian cenozoic basins were tectonically inverted and deformed along a dextral transpressive shear zone during the Late Neogene (Pivnik et al., 1991, Rangin 1999). On the basis of fission track data, Trevena et al. (1991) proposed that the basin inversion started at 10Ma and accelerated with a major uplift event during Plio-Pleistocene. The Myanmar central basins act as a buttress for the growing Indo-Burmese Wedge.

4 - *The Shillong Plateau*, bounding the Indo-Burmese Wedge to the North (figure IV-2), is underlain by a Proterozoic basement (Acharya et al., 1986). Mesozoic to Miocene sediments drapes this basement (Evans, 1964). Just south of this high, the Sylhet Trough (figure IV-2) is a ~150km wide flexural basin clearly marked by a strong negative Bouguer gravity anomaly. Sediments within this basin are 12 to 16 km thick (Johnson and Alam, 1991). Based on seismic and well log detailed study with field validations, Johnson and Alam (1991) proposed that the Shillong Plateau was rapidly uplifted since the Pliocene. Based on new apatite (U-Th-[Sm])/He and AFT data Biswas et al. (2007) show that exhumation of the Shillong Plateau started at 9-15 Ma and the tectonic uplift started some time later at 3-4 Ma which support the conclusions of Johnson and Alam (1991).

In this tectonic framework, when did the Indo-Burmese Wedge has been formed? This issue is widely debated by various studies:

- Based on stratigraphic correlations on both side of this range, Mitchell (1993) proposed that it was continuously uplifted since *Early Oligocene*.
- Acharya (2006) proposed that a continuous eastward subduction beneath Burma since Mid Cretaceous brought the India-Burma-Andaman micro continent in tectonic contact and collision with Sunda, during *Latest Oligocene*. This exotic micro-continent crops out presently in the inner part of the Indo-Burmese Wedge forming the present buttress for the Outer Wedge.
- Hot spot based plate kinematics (Lee and Lawyer, 2003) and ocean magnetic anomalies based plate kinematics (Gordon et al., 1998) recorded a change in the rate and angle of India/Eurasia convergence in *Early Miocene* (at ~21 Ma) which might be related to the initiation of the Indo-Burmese subduction.

The age of the Indo-Burmese Wedge formation is not yet well constrained. We will show in this paper that its Outer part is not older than early Pliocene.

Concerning its structure, the Indo-Burmese Wedge is affected by three major transpressive strike-slip faults (figure IV-2): the Kabaw Fault between the Indo-Burmese Wedge and the Myanmar central basins, the Lelon Fault between the metamorphic core of the range and the accretionary wedge and the Kaladan Fault, described by Sikder and Alam (2003) as a west verging thrust extending from the Andaman Trench in the South to the Northern most part of the Indo-Burmese Wedge in India. These faults delimitates three distinct tectonic units (figure IV-2):

- The core of the wedge is made of undated high grade metamorphic rocks, tectonically imbricated with Mesozoic ophiolites and sedimentary sequences ranging from Late Triassic to Late Cretaceous (Bender, 1983).
- The Inner Indo-Burmese Wedge is composed of Eocene flyschs affected by N/S trending strike-slip right faults.
- The Outer Indo-Burmese Wedge is made of Neogene's clastic sequences affected by folds and thrusts striking N160°E-N170°E. Sediments in the Outer Wedge range from Lower

Miocene submarine deposits, Upper Miocene shelfal deposits to Plio-Pleistocene fluvial deposits.

We will now focus on the Outer Wedge. Based on well's data and seismic reflection data, supported by some field observations, we will discuss its structure and propose a tectonic model for its growth mechanism.

### 3. The Outer Indo-Burmese Wedge

#### a. Structural outline (figure IV-3):

South of 20°N, the Outer Wedge is progressively narrowing, reaching only a few tens of kilometres wide south of Ramree Island (figure IV-2). According to Nielsen et al. (2004) the Indo-Burmese wedge is here characterised by dextral transpressive tectonic with en echelon folds. In this paper we will focus on the Outer Wedge structure North of Ramree Island (figure IV-3). From 20°N to 24°N the whole belt trends N170°E. Between 24° and 25°N the Neogene's sediments are dragged right laterally along the southern border of the Shillong Plateau. Folds axis in the Sylhet trough are bended from N170°E to N80°E (figure IV-3).

There are two main tectonic units. The western offshore unit bounded eastward by the coastline is characterised by long wave-length decollement folds, locally west verging, and sub parallel to the coastline (figure IV-3 and section AB in figure IV-4). Their amplitude decreases westward in accordance with the westward propagation of the wedge (figure IV-4, section AB).

The eastern unit is characterised by N160°E to N150°E trending asymmetric folds, locally faulted, box folds and pop up observed en echelon along the Kaladan Fault (figure IV-3 and section CD-EF-GH in figure IV-4). Within the onshore part of the Outer Wedge, conjugated minor strike-slip faults striking N55°E and N114°E respectively (figure IV-3) indicate an E/W maximum compression axis  $\sigma_1$  (N85E) for this part of the wedge. Towards the North, in the Sylhet trough, folds are dragged along the southern boundary of the Shillong Plateau (figure IV-3). This pattern could be interpreted as significant dextral strike-slip motion present between the Shillong plateau exposed basement in the North and the deformed Sylhet trough sediments as mapped by Srinivasan (2005). The fault located at the southern edge of the Shillong plateau (the Dauky fault, figure IV-3) act most probably as a lateral dextral ramp combining thrusting and dextral strike-slip faulting.

The Outer Wedge is bounded to the East, from its inner counterpart, by the N170°E striking Kaladan Fault (figure IV-2).

#### b. The Kaladan Fault

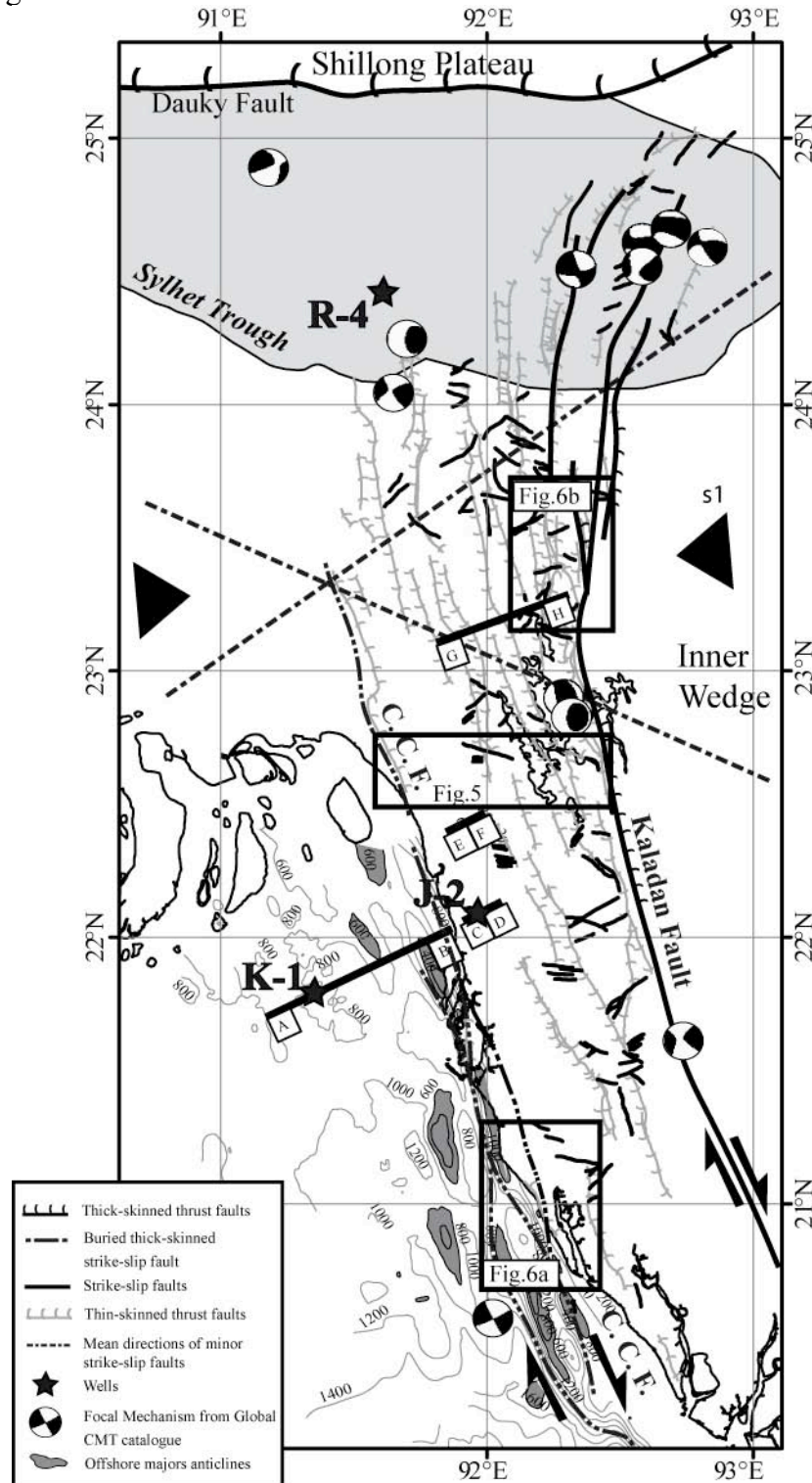
This fault is a noticeable morphological step between the 1300 m average elevated Inner Wedge to the East, and the 250 m average elevated Outer Wedge. Widely open en echelon folds are observed west of that fault (figure IV-3). At 22°N, this boundary is geographically outlined by the N-S trending Kaladan River. Southward, between 20°N and 19°30'N, its morphological trace bends eastward as well as the general trend of the fold and thrust belt.

Field data were acquired in 2004 along the Kaladan main fault in Burma at 20°30'N. A clear right lateral offset was observed along this N160°E trending fault. The dip of the fault plane is 70°E with an 8° to 10°S pitch. In the same area, micro structural analysis indicates a N80°E to





N60°E directed maximum compression axis  $\sigma_1$ . Unfortunately, due to bad exposures, we have not been able to collect enough micro structural data to determine with precision the stress tensor all along the fault.



**Figure IV-3:** Structural map of the Northern Outer Wedge. Dashed lines are the two mean directions of conjugated minor faults affecting the Outer Wedge. Dark Grey faults are thin skinned tectonic structures. The red dashed line is the buried incipient Chittagong Coastal Fault (C.C.F.) discussed in this paper. Offshore contours are time contours (200ms) of a Latest Pliocene horizon interpreted on industrial multichannel seismic lines. Major anticlines are filled in grey. Focal mechanisms are from the Global CMT catalog ([http://www.global\\_cmt.org/CMTsearch.html](http://www.global_cmt.org/CMTsearch.html)). Seismic lines AB, CD, EF and GH interpreted in figure 4 are located as thick black lines. Black stars show the location of wells Kutubdia-1 (K-1), Rashdpur-4 (R-4) and Jaldi-2 (J-2) used for seismic interpretation.

Seismically, the Kaladan Fault is poorly active. Several focal mechanisms show a strike-slip right motion along its Northern termination (figure IV-3). Immediately south of 23°N, some pure E/W or WSW-ENE thrusting focal mechanisms are known along the trace of the Kaladan Fault zone (figure IV-3) suggesting that active motion is partitioned on very short distances between N10°W dextral strike-slip and west verging thrusting. This kind of partitioning within a narrow fault system has been described along the Marlborough fault zone in New- Zealand (Van Dissen et al., 1991).

As stated above, the Outer Wedge is composed of two main tectonic units bounded by the coastline where a major fault could be located: the Chittagong Coastal Fault.

### c. An incipient Chittagong Coastal Fault

Sikder and Alam (2003) proposed that a major structure exists along the Chittagong coastline in Bangladesh but with no more details. These authors claim that wrenched fold structures underlined this Chittagong Coastal Fault. Wrench tectonic is particularly clear in the southern Chittagong district along the coast (Mirinja and Olhatong folds figure IV-6). These double verging folds can be interpreted as formed above a buried strike slip fault. Offshore mapping of the Late Pliocene seismic horizon on multichannel industrial seismic lines, shows that the main folds are aligned, over a few hundreds of kilometres, along the coastline that is sub parallel to the Kaladan fault (figure IV-3). This coastline could outline a tectonic structure. Finally, as illustrated by the interpreted seismic lines (figure IV-4), the decollement level is deeper offshore than onshore (~4s and ~3s respectively). The above observations suggest the existence of a crustal dextral strike-slip fault at depth, with a noticeable thrusting component, along the coastline, from 19°40'N to 23°30'N: the Chittagong Coastal Fault.

This Chittagong Coastal Fault is seismically poorly active. At 21°30'N, a focal mechanism (from Global CMT catalogue) could be interpreted as a N10°W dextral strike-slip motion (figure IV-3). North of 22°N, the fault splays in various branches before disappearing in the Sylhet trough. There, focal mechanisms show either strike-slip or thrusting. Motion could be partitioned within the different branches at the Northern end of the Chittagong Coastal Fault as it is suspected for the Kaladan Fault. We think that the Chittagong Coastal Fault described above, is similar to the Kaladan Fault but is more deeply buried because displacement is still very small and the fault is probably more recent and not affected by sufficient erosion. We propose that the Chittagong Coastal Fault is also a new major fault that onset after the Kaladan Fault as the wedge was progressing westward.

These two major faults (Kaladan and Chittagong Coastal Faults) can be interpreted as the boundaries of a 100km wide shear band embracing the whole onshore part of the Outer Wedge. This shear zone is framed by en echelon folds and thrusts. We are going now to discuss the deep internal fabric of this deformed sedimentary mass.

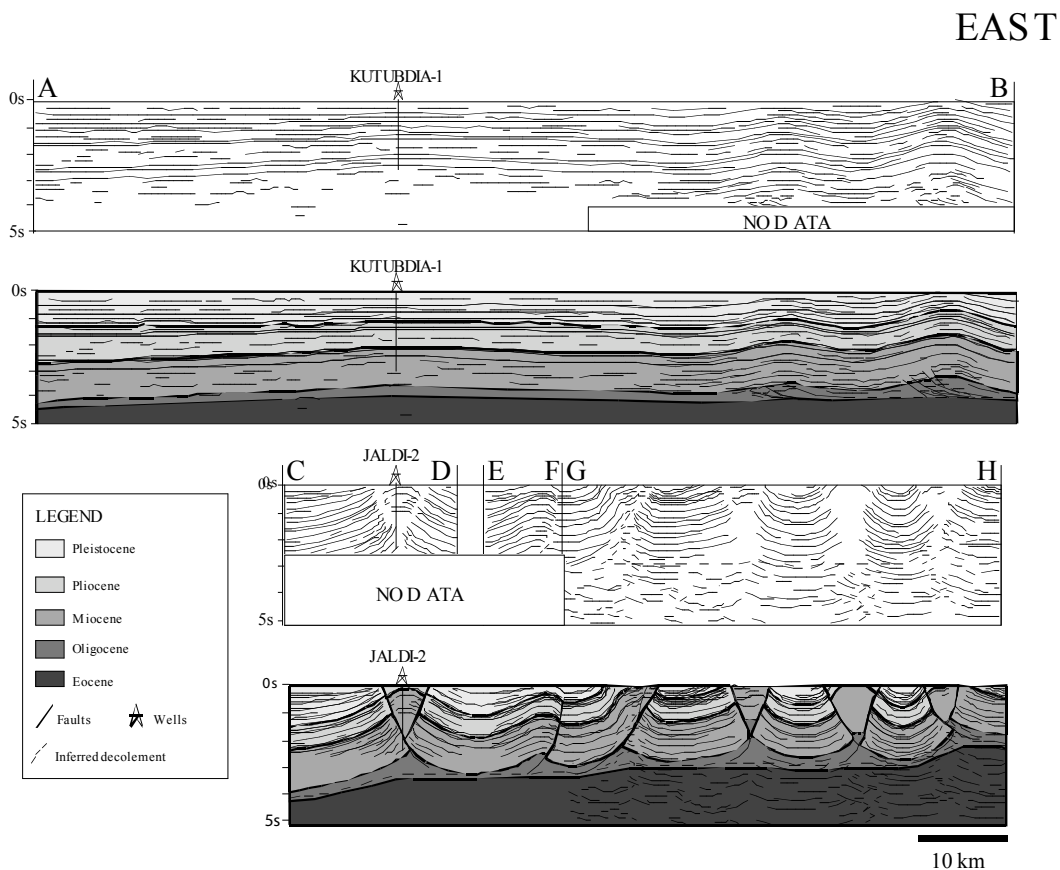
### d. Deep structure of the Outer Wedge, a thin-skinned tectonic model

#### i. A decollement level

Although many observations tend to demonstrate the presence of a decollement level within this belt, its existence is still a matter of debate. Sikder and Alam (2003) has shown a clear



decollement level at about 4s TWT along two seismic lines located at the Northern tip of the Outer Wedge. Lohman (1995) has also discussed, on a 1993 seismic line from Petro-Bangla, located eastward of the previous ones, such decollement at the same depth. In both localities, this structure is inferred to be an over-pressured shale horizon also described in three bore holes by Sikder and Alam (2003). Southward, at 22°30'N, Zahid and Uddin (2005) have identified an overpressured shale horizon on the basis of a decreasing sonic velocity signal at 3 to 4 km depth. These authors interpret these data as a potential decollement level located within the Upper Oligocene sequence.



**Figure IV-4:** Line Drawing and interpretation of seismic lines in the Outer Indo Burmese Wedge supported by two wells. Localisation of these lines and wells are represented in figure IV-3.

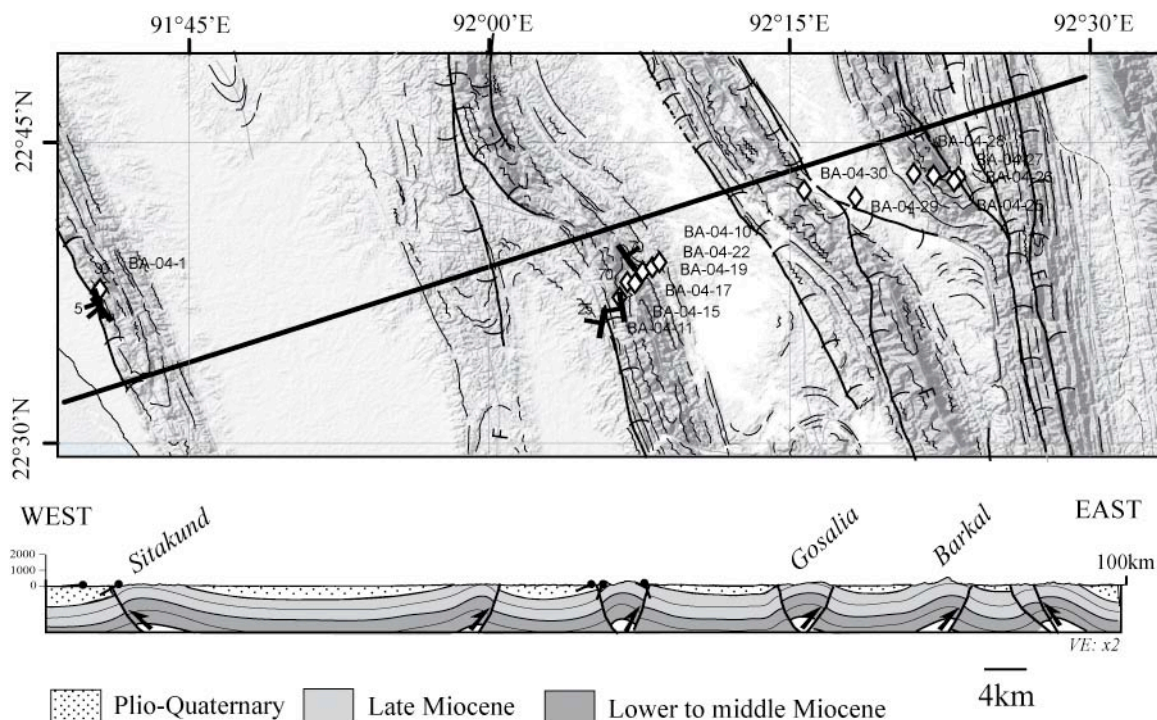
## ii. A thin-skinned tectonic model

We have performed an interpretation of various industrial seismic lines in the Bengal Bay and within the Outer Wedge. This interpretation is supported by some well data and surface geology observations. In figure IV-4 we present four multichannel seismic line interpretations from the offshore and onshore part of the Outer Wedge. Interpretation is constrained by data from well KUTUBDIA-1 and Jaldi-2. Biostratigraphic analyses provides few significant markers of Late Miocene to Pleistocene age: a Late Pliocene nannofossil marker (NN18) is reported at 1300 ms and a Pleistocene nannofossil marker is reported at 930 ms (NN19)

(CoreLab/Bapex report, Salt et al., volume 2, 1996). Miocene series are inferred to be about 3100 m thick in the stable IV-shelf province (Alam et al., 2003).

In section AB, the imaged detachment folds have amplitude that increase eastward (figure IV-4). Considering fold geometry, decollement level must be around 4.5s. From decollement level to the Latest Pliocene marker, sediment beds are parallel. From latest Pliocene to present, growth on the limbs of the anticlines allow to date folding as young as latest Pliocene (~2 Ma).

In Section GH (figure IV-4), the Late Miocene is exposed into the core of all the anticlines, as it was observed on the field during a close by geological traverse (figure IV-5 and table IV-1). The thickness of the units in the synclines is constrained following Gani and Alam 2003. Velocity law used is from the RASHIDPUR-4 well (Zahid and Uddin, 2005) (located in figure IV-3 as “R-4”). At the latitude of the cross-section, the decollement is at about 4000m depth (Zahid and Uddin, 2005; Sikder and Alam, 2003), thus nearly 3s depth in two way time. Although we do not clearly see the decollement level on the seismic line which has a bad resolution at depth, the folds’ geometry is coherent with such a decollement at about 3s (figure IV-4). The GH section ends to the East in the vicinity of the Kaladan Fault and images pop up structures or fault propagation folds mainly east verging. Below the easternmost fold, a triangular zone is inferred as deduced from detailed mapping along the Kaladan Fault, based on SRTM’s interpretation (figure IV-6b). Neither piggyback basins nor syn-folding deposits were observed along this section, neither on the field nor on the seismic lines, indicating a very recent deformation.

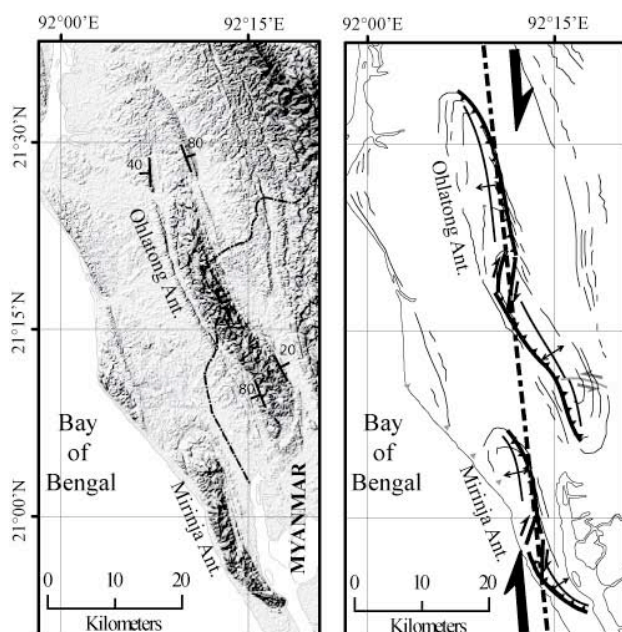


**Figure IV-5:** Synthetic field cross section through the Outer Indo Burmese Wedge. The sample list is provided as table IV-1

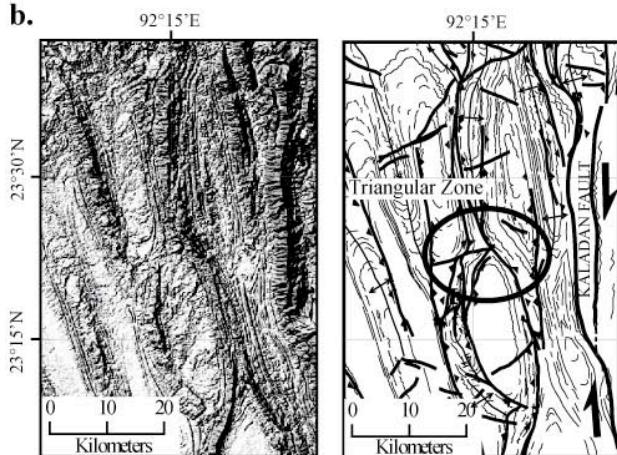
Sample N°	Latitude	Longitude	Anticline	Lithology	Palynological dating
BA-04-1	22° 37' 47"	91° 40' 37"	Sittakund	sand + mud drapes	Miocene
BA-04-10	22° 39' 07"	92° 08' 33"	Sittakund		Early Miocene or younger
BA-04-11	22° 37' 22"	92° 06' 34"	Sitapahar	mud	Late Miocene
BA-04-15	22° 38' 09"	92° 06' 58"	Sitapahar	mud	Late Miocene
BA-04-17	22° 38' 04"	92° 07' 21"	Sitapahar	silt/shale	Late Miocene
BA-04-19	22° 38' 39"	92° 07' 44"	Sitapahar	mud	
BA-04-22	22° 38' 52"	92° 08' 13"	Sitapahar	silty shale	Late Miocene
BA-04-25	22° 43' 24"	92° 23' 30"	Barkal	mud	Late Miocene
BA-04-26	22° 43' 10"	92° 23' 17"	Barkal		
BA-04-27	22° 43' 27"	92° 22' 15"	Barkal	sand/shale	
BA-04-28	22° 43' 33"	92° 21' 16"	Barkal	sand/shale	
BA-04-29	22° 42' 22"	92° 18' 22"		mud	
BA-04-30	22° 42' 42"	92° 15' 47"		mud/silt	Late Miocene

Table IV-1: Samples collected within the Outer Indo Burmese Wedge

a.



b.



— Lithology      ▲ Thrust faults  
 — Strike-slip faults      - - - Buried Crustal wrench fault

Figure IV-6: a. Structural map of Olhatong and Mirinja anticlines, based on SRTM image's interpretation: these two anticlines are interpreted as two right laterally wrenched folds along the Chittagong coast. b. Structural map in the vicinity of the Kaladan fault, based on SRTM image's interpretation, showing typical triangular zones.

Uddin et al. (1999) proposed that a paleo-Brahmaputra Delta was previously channelled through the present Chittagong Province during Early to Middle Miocene time. It is obvious that uncompacted sediments from this paleo-Brahmaputra could have acted as a strongly decoupled decollement level.

The Outer Wedge is affected by thin-skinned tectonics on a decollement level probably located within lower Miocene overpressured shales at a depth of 3 to 4km east of the Chittagong Coastal Fault, and 4 to 5 km west of the Chittagong Coastal Fault. Both the base of synclines and the decollement level were uplifted east of the Chittagong Coastal Fault. This uplift could have been triggered by the active crustal Chittagong Coastal Fault thrusting component of motion implying an overprinted thick skin tectonics. Our main result is that the Outer Wedge was formed by a combined thin-skinned and thick-skinned tectonic during the last 2 Ma.

Southward the Outer Wedge is narrowing down to the Ramree Island Area which we will now discuss in detail.

#### 4. Preliminary observations on the Ramree area: virgation of the main faults

Along the Andaman Islands and the Southern part of Burma, India/Burma plate movement is parallel to the trench (figure IV-1). It implies a clear dextral strike slip motion along that trench which strikes NNE (Nielsen et al., 2003; Maurin et al., 2008). In the Cheduba and Ramree islands area (figure IV-7 to 9), at 20°N, both the trench and the Arakan Range bends from a NNE to NNW direction (figure IV-2). This area of quick change in the trend of the India/Burma plate boundary is characterised by a flat shallow coastal plain and large islands (Cheduba and Ramree) with a different stratigraphy (dominated by the Eocene melange) and structural style.



##### a. Stratigraphy of Ramree area

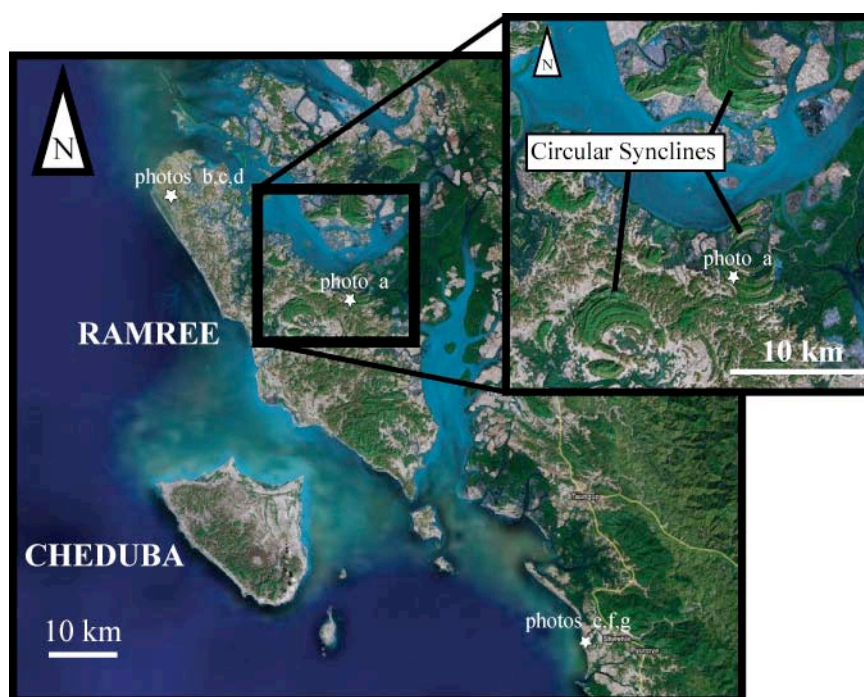
On Ramree Island two formations are exposed: turbidites in perched circular synclines (figure IV-7 and 8A) overlooking a peneplain more or less at sea level. The turbidites in the synclines are dated Oligocene-Early Miocene on foraminifera (sample MY06/97 [N 19° 11,810'; E 93° 49,583'] that contains Oligocene or Early Miocene planktons). The formation cropping out in the peneplain, along the sea in Ramree, and to the south in Sandoway, is a melange made of a black shaly matrix in which most of the rocks forming the core of the Arakan Range are observed as olistoliths: pillow lava (figure IV-8G), polymictic conglomerates with quartz and cherts (figure IV-8F), turbidites that could be lateral equivalent of the black shaly matrix (figure IV-8D), sandstone and shale possibly belonging to the Triassic Halobia sandstone (figure IV-8E). The matrix of the melange was dated Lutetian to Chattian on foraminifera (sample MY06/112 [N 19° 05,25'; E 94° 11,247'], that contains *Reticulofenestra bisecta* and *Cyclicargolithus floridanus*).

A large block (over 100m) of Nummulite-rich bioclastic Limestone (figure IV-8B) has been observed as a sliver in the N130°E thrust zone between the Eocene and Miocene along the Northwestern shore of Ramree Island (figure IV-9). This large block can either be part of the

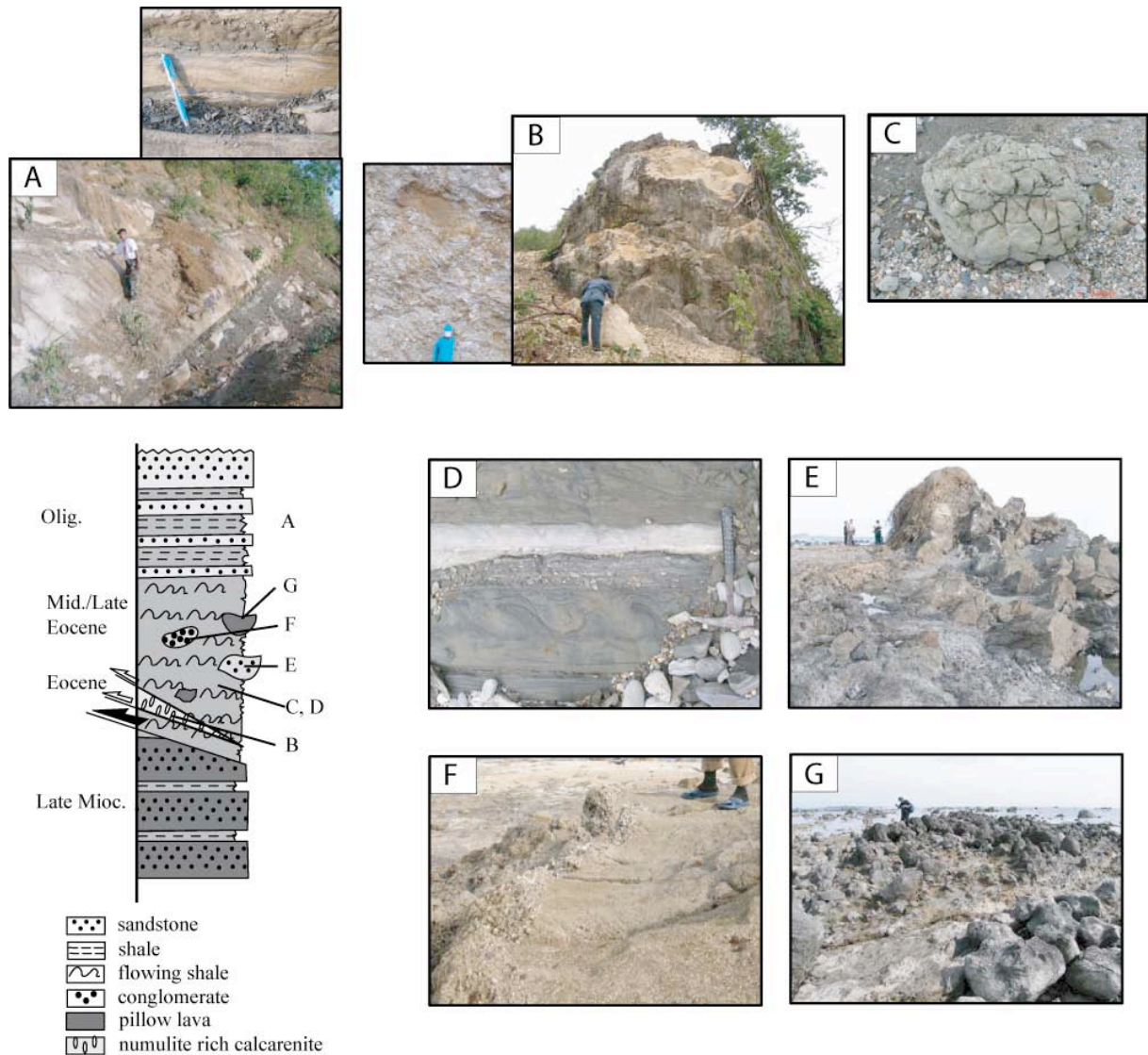
melange or another formation accreted in the belt. This kind of Nummulite-rich calcarenite could originate from the lower plate, e.g. deposited on volcanic highs like the 90°E Ridge.

#### b. Tectonic interpretation of Ramree area

The most common features observed in Ramree Island are the circular synclines (figure IV-7). Below and between them, in the melange, common veins with no preferential orientations and hydrofractured boulders (figure IV-8C) are observed suggesting that the shales have been overpressured. The geometry recalling that of the mini-basins on salt known in the Gulf of Mexico (Rowan et al., 2000, Vendeville and Rowan, 2002), and evidence for overpressure in the shales both lead us to interpret Ramree's structures as mini-basins on mobile clay. In these assumptions, their formation occurred at the time of deposition of the turbidites in the circular syncline. We dated these turbidites Oligocene-Early Miocene on Foraminifera (sample MY06/97 [N 19° 11,810'; E 93° 49,583'], that contains Oligocene or Early Miocene planktons). The paleogeography of this large clayey deposit is still poorly understood.



**Figure IV-7:** Landsat image of the Ramree and Cheduba Islands. This figure's area is located in the larger scaled figure 2. The location of photos from figures IV-8 are flagged as white stars. In the upper right corner of the figure a close up on the typical circular synclines is enclosed.



**Figure IV-8:** Approximative stratigraphic column of Ramree area and pictures illustrating these various stratigraphic units (See text for a detailed description of the units).

Following this Oligocene-Early Miocene gravity tectonic episode, recent deformation of the wedge involved three main NW-SE thrusts (figure IV-9). The inner thrust, the Ramree thrust, was observed on the North western shore of Ramree Island as a N130°E striking thrust. Considering its alignment with the Kaladan fault observed more to the north (figure IV-2a), the Ramree thrust is a good candidate for the southward continuation of the Kaladan Fault. West of it, the structure of the thrust sheet is complex due to the early gravity tectonics. The style differs from the one observed in the North, where closely-spaced elongated folds are observed between the Kaladan Fault and the Chittagong Coastal Fault, probably due to less competent rheology of the sedimentary pile.

Offshore Cheduba Island, on the western side, a map of the Top Pliocene horizon traced on industrial multichannel seismic lines reveals two N130°E trending west verging fold (figure



IV-9A). Based on seismic data (figure IV-9B), we interpreted these folds as a fault-propagation folds that growth on deep rooted west verging thrust faults. Both faults situated west of the inferred Kaladan fault (figure IV-9A) are good candidates for the southward continuation of the Chittagong Coastal Fault.

Overprinted gravity sliding occurred on the limb of the escarpment (figure IV-9). The resulting detachment faults are observed on both the high resolution bathymetric map and the seismic line (figure IV-9A and B). On the seafloor, traces of a recent sliding event have been observed (figure IV-9A). The area covered by this gravity sliding is more than 750 km<sup>2</sup>.

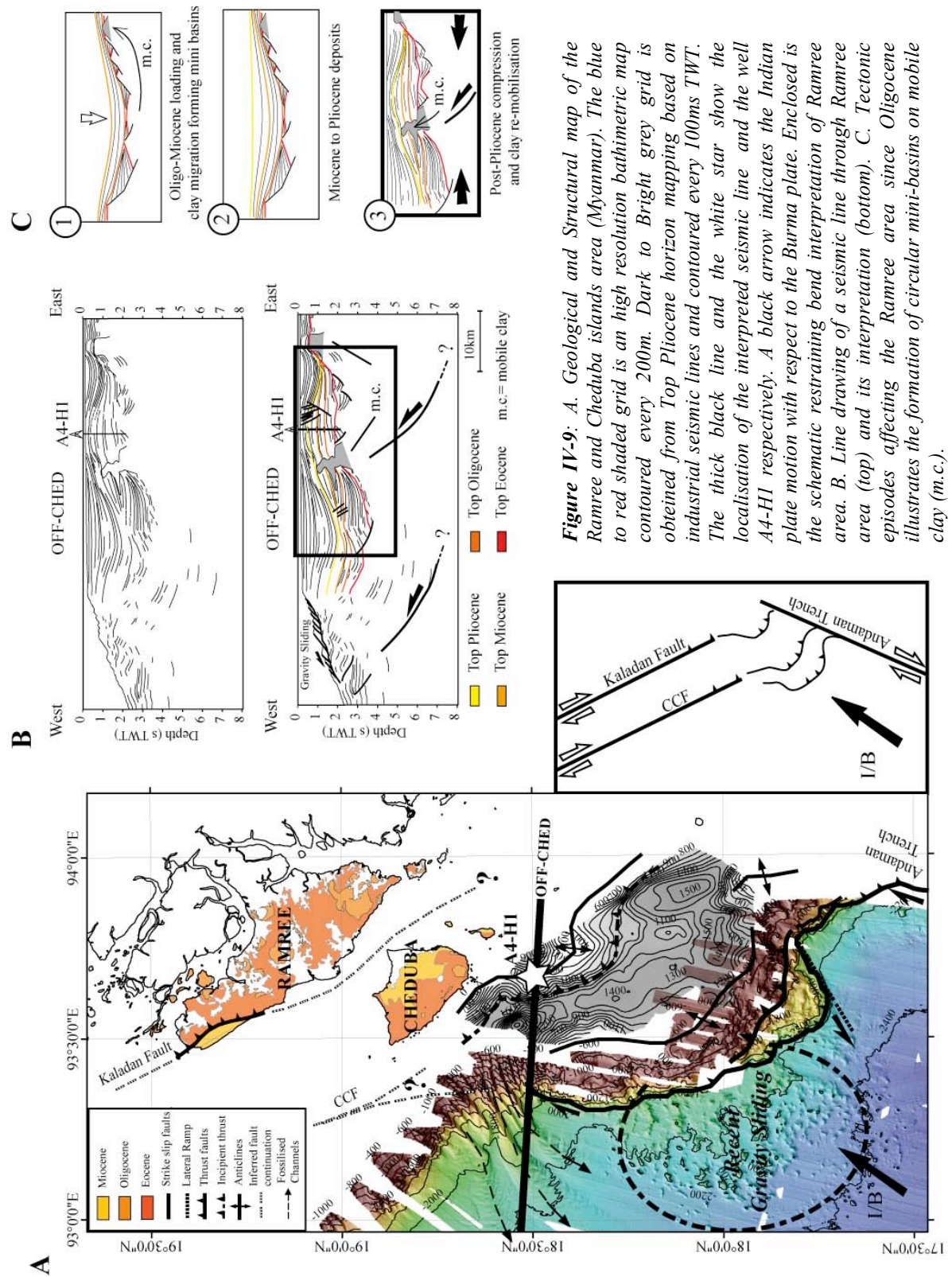
Both the gravity sliding and the thrusts and folds discussed above, offshore Cheduba, forms the “Ramree lobe” first described by Nielsen et al., (2004). The lobe is framed by N120-140°E trending fold and thrust combined with N10-20°E strike-slip right faults. A conjugated N55°E sinistral lateral ramp fault (already reported by Nielsen et al., 2004) guides the outward growth of the lobe. This fault geometry suggests a ~N30°E maximum compression axis  $\sigma_1$  which is co-axial with the India/Burma plate convergence vector (~N27°E). Also the folds and thrusts axis are perpendicular to that direction. The seismic data suggest that this compressive tectonic episode started during Late-Pliocene/Early-Pleistocene (figure IV-9). As stated above, it follows an Oligo-Miocene gravity tectonic episode during which the circular synclines were formed (figure IV-9C).

The Ramree area is a peculiar area where the Chittagong Coastal Fault and the Kaladan fault swing from N130°E-N160°E in the North to N10°E-N30°E in the South, inducing this apparently complex tectonic geometry (figure IV-9A).

## 5. Recent shortening across the Outer Indo-Burmese Wedge

### a. Recent onset of deformation

On land, the folded sediments on top of most of the anticlines have been dated Late Miocene (figure IV-5, table IV-1). No piggyback basin was observed between anticlines in the Outer Wedge, indicating a recent coeval deformation all across the belt. Syn-folding deposits observed on the various interpreted seismic lines show that the deformation took place in the Outer Wedge since Latest Pliocene time. This age is coeval with the major Pliocene unconformity observed in the Bengal bay (Shwenk, 2003) and with the Pliocene uplift of the Shillong Plateau (Johnson et al., 1991). The onset of the Shillong Plateau uplift and thrusting is a major event that is recorded far inside in the Bengal Bay. The India Plate is flexured in front of this plateau, creating the 150 to 200 km wide Sylhet Trough with a typical width (figure IV-3). The deepening and infilling of this basin could be responsible for the fast westward growth of the Outer Indo-Burmese Wedge since 2Ma. The Outer Wedge alone represents two third of the total wedge thickness at 22°N. It has propagated westward at nearly 10 cm/yrs (the Outer Wedge deformation extends over 200 km wide and is not older than 2 Ma).



**Figure IV-9:** A. Geological and Structural map of the Ramree and Cheduba islands area (Myanmar). The blue to red shaded grid is a high resolution bathymetric map contoured every 200m. Dark to Bright grey grid is industrial seismic lines and contoured every 100ms TWT. The thick black line and the white star show the localisation of the interpreted seismic line and the well A4-HI respectively. A black arrow indicates the Indian plate motion with respect to the Burma plate. Enclosed is the schematic restraining bend interpretation of Ramree area (top) and its interpretation of a seismic line through Ramree area (bottom). C. Tectonic episodes affecting the Ramree area since Oligocene illustrates the formation of circular mini-basins on mobile clay (m.c.).



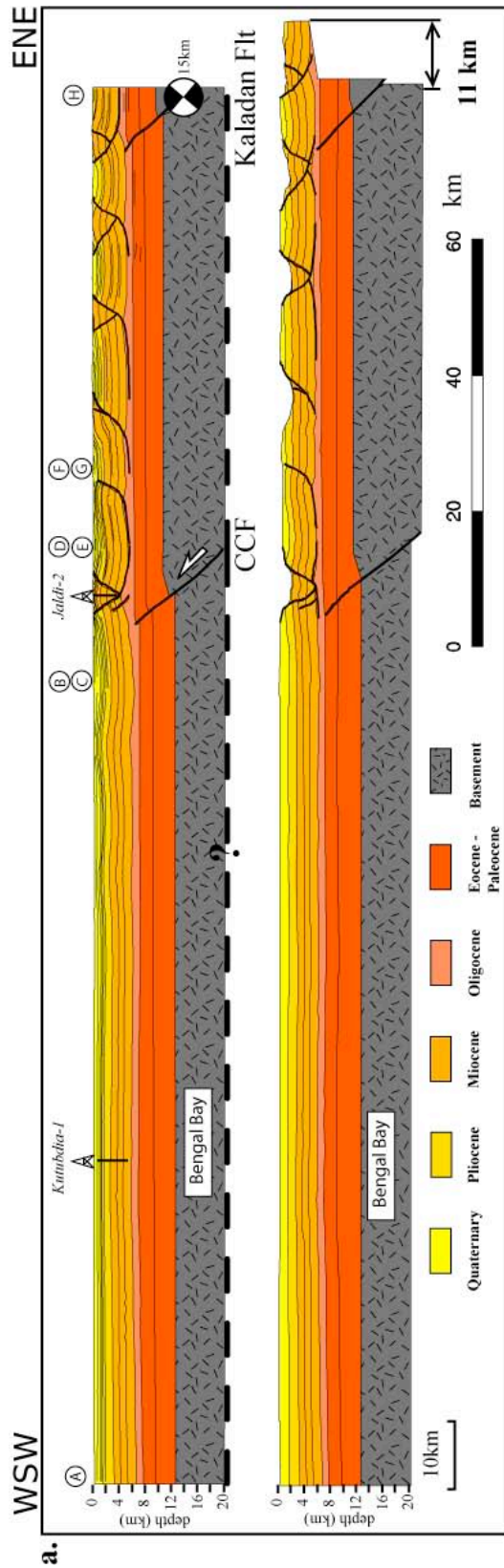
### b. Amount of shortening since 2Ma

A 200km long N70E striking composite balanced cross section through the Outer Wedge (figure IV-10) is used to estimate the shortening across the belt. The geometry at depth is constrained by four N70°E trending multichannel seismic lines (lines AB, CD, EF, GH located in figure IV-10b). Lithology and ages (figure 10c) are constrained by two wells located within this area and by previously published sedimentary works in the area (Evans, 1932; Johnson et al., 1991; Uddin and Lundberg, 1998; Gani et al., 2003; Alam et al., 2003; Sikder and Alam, 2003). Depth to basement is constrained by deep seismic sounding investigations to be about 12 km (Kaila et al., 1992).

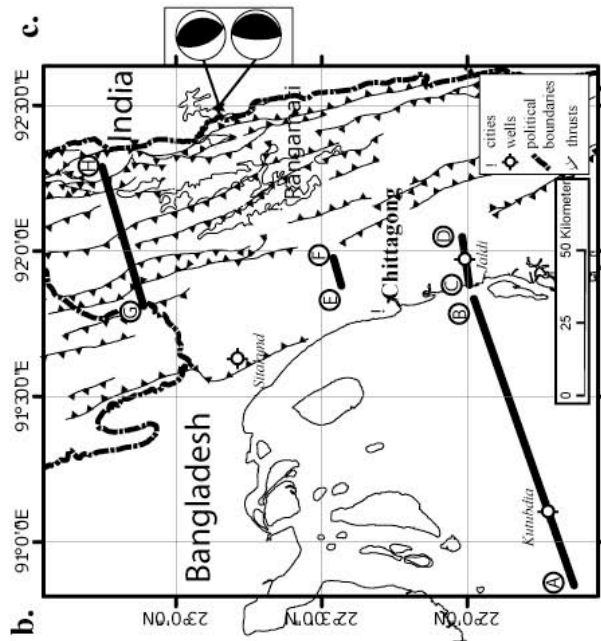
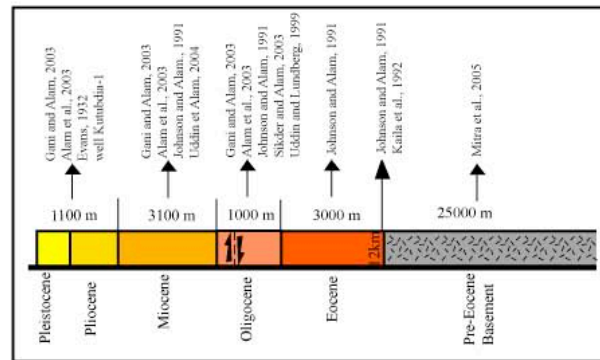
In the Myanmar central basins, Pivnik et al. (1998) show that pre-Oligocene strata are lying unconformably on top of a Mesozoic basement. Based on the assumption that the Indo-Burmese Wedge was uplifted since latest Eocene (Mitchell, 1993), we constrained the geometry of pre Oligocene strata to be similar to those of the Myanmar central basins, i.e. lying unconformably on top of a Mesozoic basement. We have restored the synthetic cross section using the PARADIGM software GEOSEC 2D. Considering that the deformation is very recent and that section azimuth is very close to the maximum compression axis azimuth obtained from structural data (60-80°E; this study), we postulate that out-of-section transport is negligible.

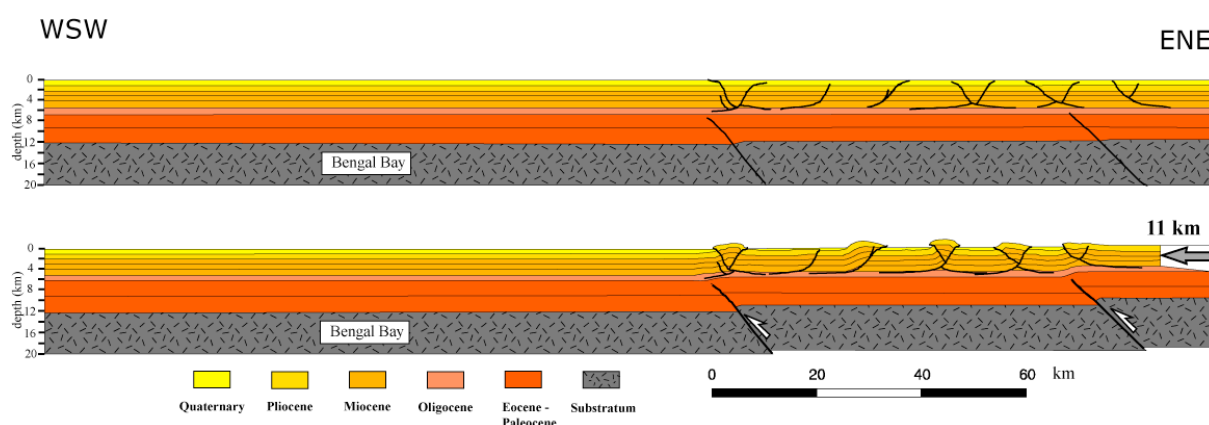
The Kaladan Fault and the Chittagong Coastal Fault were first considered as thin-skinned faults. The restoration of the compressive component of the deformation yields to approximately 10 kilometres of shortening including the two crustal faults. The Kaladan Fault and the Chittagong Coastal Fault are interpreted as deep seated basement strike-slip-reverse fault below the decollement. Geometrical constraints during the restoration process revealed that the crustal faults must have been activated after the thin-skinned tectonic deformation. This kind of latter thick-skinned tectonic has been interpreted in Zagros as a step toward the re-establishment of the critical taper by Molinaro et al., 2005. Decollement folding produced one additional kilometre of shortening. Total restoration of the synthetic cross section yields 11 kilometres of shortening.

To complete our restoration process, a forward modelling has been completed to test this section (figure IV-11). The same constrains as above have been used for the initial model geometry. Visually, our forward modelling yields to a satisfactory fit to the data used for the restoration. Nevertheless, one should note that decollement folding west of the Chittagong Coastal Fault has not been modelled. 11 kilometres of shortening are necessary to fit the data. Considering that the deformation is active since 2 Ma, we obtain a shortening rate of about 5.5 mm/yr along the section.



**Figure IV-10:** a. Deformed and restored synthetic cross-section through the Outer Wedge. The restoration has been performed with the PARADIGM software GEOSEC 2D. A to H letters show the projected location of the seismic lines used to constrain the geometry at depth. The focal mechanism shows the location of two events from Harvard catalog (depth of events is appended) b. Localisation of the seismic lines, bore holes and focal mechanism used to constrain the synthetic cross section c. Stratigraphic column used with references for beds tops.





**Figure IV-11:** Forward modelling constructed with the Paradigm software GEOSEC 2D. Best fit is controlled visually with the cross section presented in figure 8a. Only fault related deformation is modelled. See text for initial model constrains.

### c. Kinematics outcomes

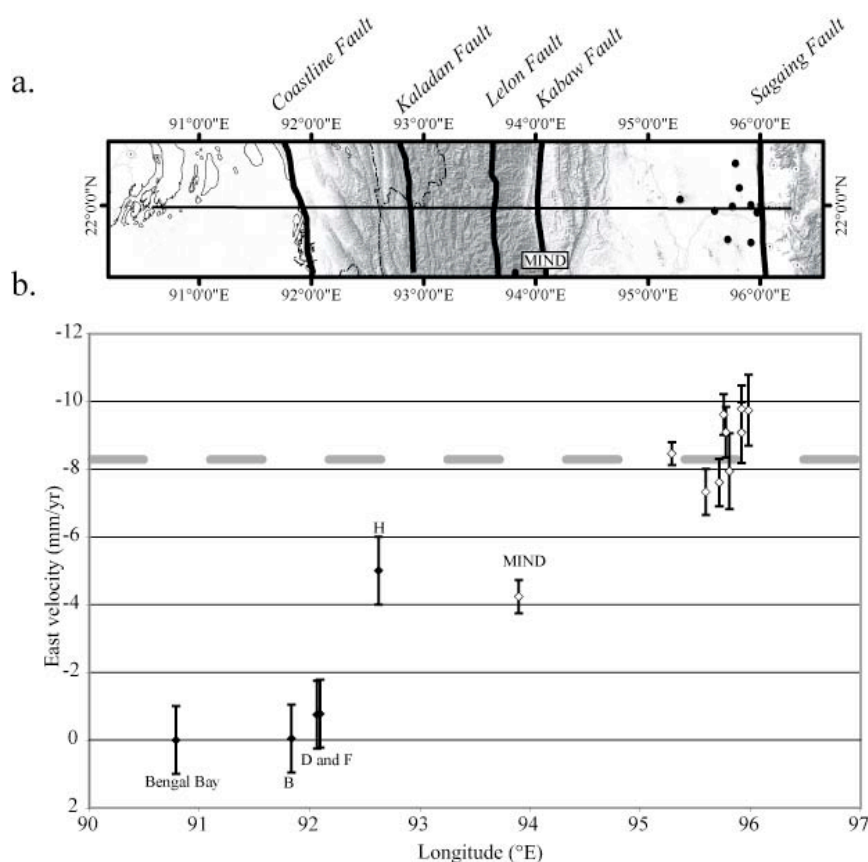
The shortening rate calculated above (5.5mm/yr) is the projected India/Burmese plates motion along azimuth of the section from point H (Burmese plate) to point A (that belongs to India). The section azimuth is very close to the finite motion azimuth. We thus can simply calculate the eastward motion of point H with respect to India and compare it to what is expected from plate kinematics.

The India Plate motion is proposed to be 35 mm/yr in a N11°E azimuth with respect to the Sunda Plate at latitude 22°N (Socquet et al. 2006). Considering the 18 mm/yr N5°W motion of the Burma Plate with respect to Sunda Plate along the Sagaing fault (Vigny et al., 2003; Nielsen et al., 2004), we expect a westward motion of Burma with respect to India of 8.3 mm/yr.

The east component of the calculated shortening rate across the whole Outer Wedge is 5.1mm/yr. It is less than the E-W plate convergence rate (8.3 mm/yr). Since 2Ma, about two third of the total amount of E-W shortening is accommodated in the Outer Wedge. The remnant shortening can be accommodated within the Outer Wedge by shortening parallel to the beds, within the Inner Wedge, along the west verging Kabaw Fault or within the inverted Myanmar central basins. Hereafter, the oblique subduction is probably partly decoupled.

GPS data in Burma from Vigny et al., 2003 provide additional data between the Indo-Burmese Wedges and the Sagaing Fault. Considering that the estimated finite deformation within the Outer Wedge is recent (not older than 2Ma) and coeval, we assume that the comparison with GPS instantaneous measurements is valid. Figure IV-12 shows the East component of motion at stations belonging to the Burma sliver plate from Vigny et al (2003) with respect to India (white diamonds) and E/W shortening data in the Outer Wedge calculated from restored cross sections (black diamonds), all plotted on an E/W section located at ~22°N.

The Mindat GPS station (MIND) moves eastward with respect to India at the same rate ( $4.3 \pm 0.5$  mm/yr) as point H ( $5.1 \pm 1$  mm/yr for point H). It means that MIND station is not moving with respect to the Outer Wedge. As a first result, the Inner Wedge, between MIND and point H, is locked or is only affected by N-S strike-slip deformation.



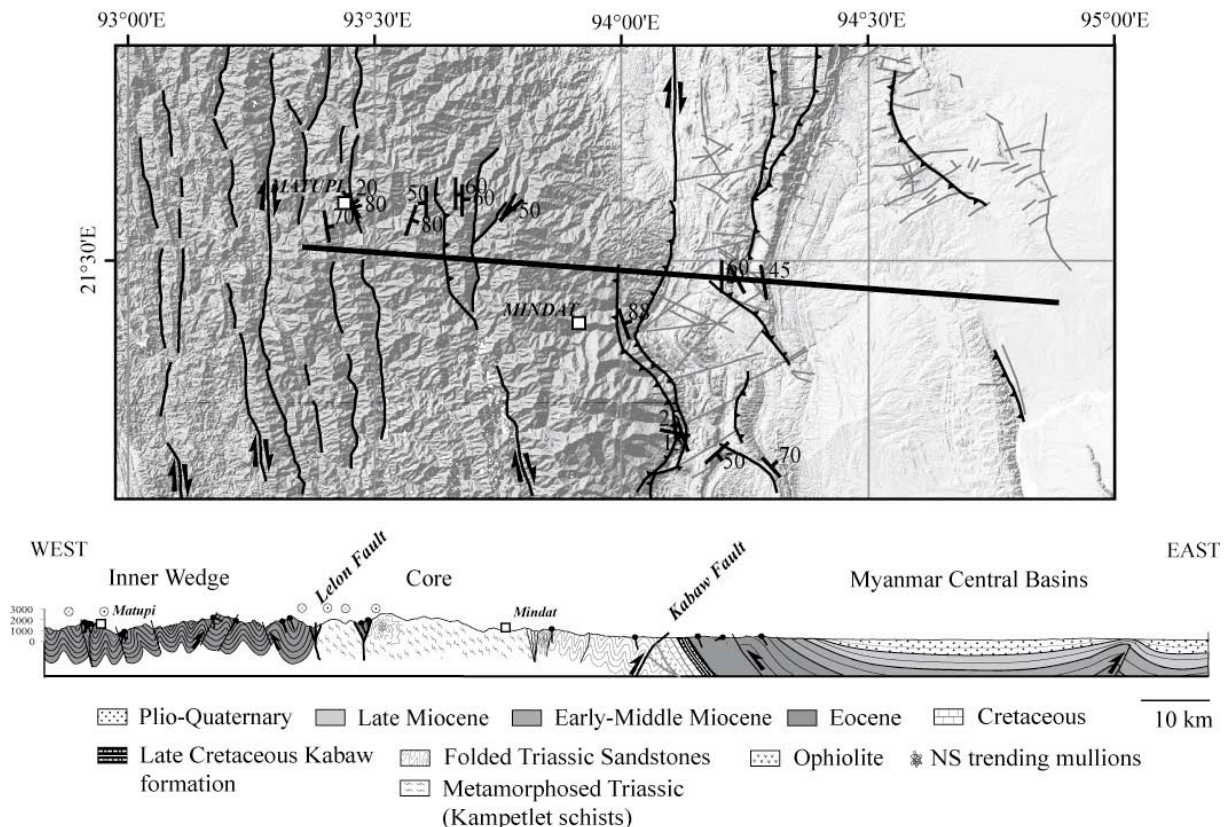
**Figure IV-12:** *a. Shaded SRTM image along the cross-section at 22°N. Black lines represent the major faults. Black dots are the GPS site within the Burma Platelet. b. Graphic representing the E-W shortening rate with respect to India as a function of longitude, around 22°N. White diamonds are from geodetic measurements within the Burma Plate (Vigny et al., 2003) and black diamonds are obtained from the four restored cross sections (this study) and have been projected parallel to the folds azimuth on an EW cross Section at 22°N. MIND is the Mindat GPS station. B, D, F and H are the end point of respectively cross-sections CS-AB, CS-CD, CS-EF, CS-GH. The thick dashed line shows the India/Burma EW shortening rate (8.3 mm/yr) calculated from Socquet et al., 2006 and Nielsen et al., 2004.*

#### d. The Inner Wedge: from deep seated ductile shear zone to brittle wrenching

On the basis of teleseismic data interpretation, various authors have postulated active dextral shear deformation at India/Burma plate boundary within the Indo-Burmese Wedge (Ni and Guzman-Speziale, 1989; Guzman-Speziale and Ni, 1996; Rao and Kumar, 1999).

The easternmost major fault of the Indo-Burmese Wedge is the Kabaw Fault (figure IV-2). It is an east verging reverse-dextral fault zone between the ophiolite and metamorphics to the

West and the clastic Late Cretaceous Kabaw Fm to the East (figure IV-13). In the fault zone a melange similar to the one observed in Ramree, made up of a black shaly matrix with various olistoliths and clasts (conglomerates with peridotite, metamorphics and calcareous clasts; microconglomerates with cherts; re-crystallised and pelagic Limestone; radiolarian and pillow basalts), was observed. The wide extension of this melange and association with the ophiolite suggest that it may be related to the Mid-Eocene ophiolite obduction (Acharyya 2006). In the assumption that the Arakan Range is an oblique wedge, the Kabaw Fault can be interpreted as the back-thrust between the wedge and its back-stop (the Myanmar central basins).

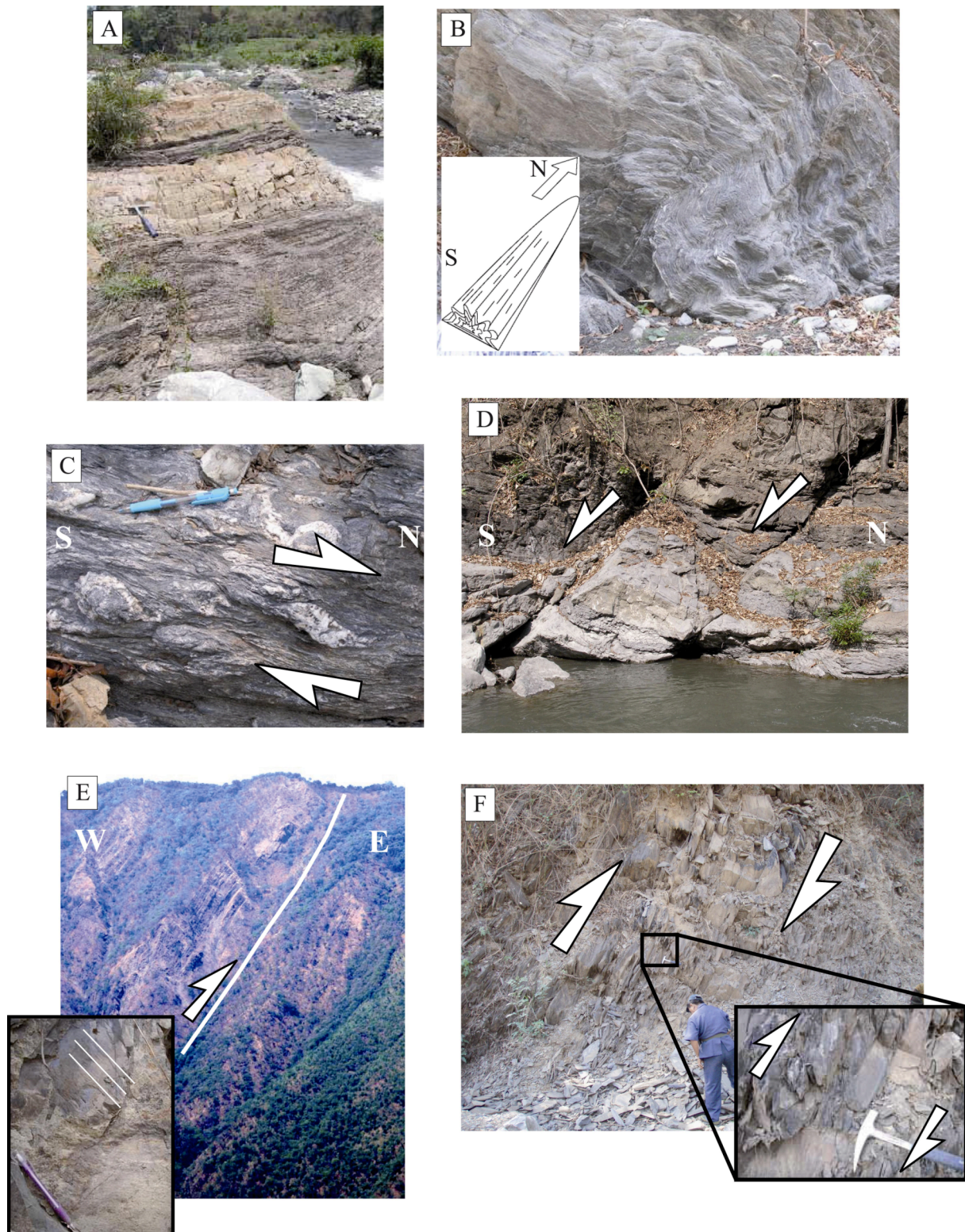


**Figure IV-13:** Synthetic field cross section through the Inner Indo Burmese Wedge (localisation in figure 2).

The core of the Indo-Burmese Wedge, between the Kabaw and Lelon faults, is made of undated high grade metamorphic rocks (Kamptlet schist) (figure IV-13). Along some river sections, the progressive evolution from unmetamorphosed Triassic Halobia Sst (figure IV-14A) to micaschists affected by N165°E mullions (figure IV-14B) was studied. Associated shear criterions of the quartz exolutions demonstrate a top-to-the-South deformation resulting from a deep Northward transport (figure IV-14C). The brittle deformation associated to the progressive exhumation of the mullion involves: right-lateral slickensides on N-S fold limbs and E-W normal faults in the overlying Triassic sandstones (figure IV-14D).

Although more field data would be necessary to confirm, the Kamptlet schists are interpreted as the uplifted deepest part (brittle-ductile transition) of a right-lateral shear zone. It affects the Inner Wedge at the expenses of the Triassic, the ophiolite and younger sediments and was

exhumed by continuous deformation. Analyses of P-T path demonstrate a 25-30 km slow exhumation that can be related to a shear zone (Socquet et al., 2002).



**Figure IV-14:** Pictures illustrating the structures observed on the Inner most parts of the Indo Burmese Wedge. A. Unmetamorphosed triassic Sandstones, B. Mica schistes, affected by mulion folds that indicate NS extension. C. Quartz exsolution that indicates top-to-the-North motion. D. EW striking normal faults affecting the triassic sandstones. E. Tight folds in the Inner Wedge with slickensides on S0 indicating a combined right-lateral and reverse motion. F. reverse right lateral shear zone within the Inner Wedge.



To the West, the Lelon Fault Zone is a 5km dextral reverse shear zone where slivers of micashists (Kampetlet) and sandstones (Chin Flysch) affected by N-S to N170°E, 50°E schistosity with serpentinite phacoides intercalated, were observed.

West of the Lelon Fault Zone, the Inner Wedge is made of parallel-to-the-range long-narrow tight folds (figure IV-14E) in the Eocene Chin Flysch with a brittle schistosity that decreases westward. Structural observations including schistosity, fracturation and bed/bed slicken-sides on fold limbs are compatible with a N50-70E striking shortening axis, slightly oblique to the N165°E strike of the folds. The numerous N160-N170°E long narrow valleys parallel to fold axis are the place of right-lateral-reverse shear bands that have been observed on the road from Mindat to Matupi (figure IV-13 and figure IV-14F).

The observed structural features are not consistent with a simple N-S folding related to E-W compression during India Plate eastward subduction. The core of the wedge is clearly affected by N-S dextral shear deformation. The Inner Wedge is affected by both long narrow N-S folds related to a close-to-perpendicular shortening axis and N-S dextral shear bands. The folds could be interpreted as pressure ridges parallel to the right-lateral strike-slip faults. Alternatively, base on satellite imagery and seismotectonic analysis, [Le Dain et al. \(1984\)](#) propose that previous N-S trending folds are affected by subsequent active dextral strike-slip faults.

## 6. Discussion: structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge

### a. Structure of the Indo-Burmese Wedge (figure IV-15):

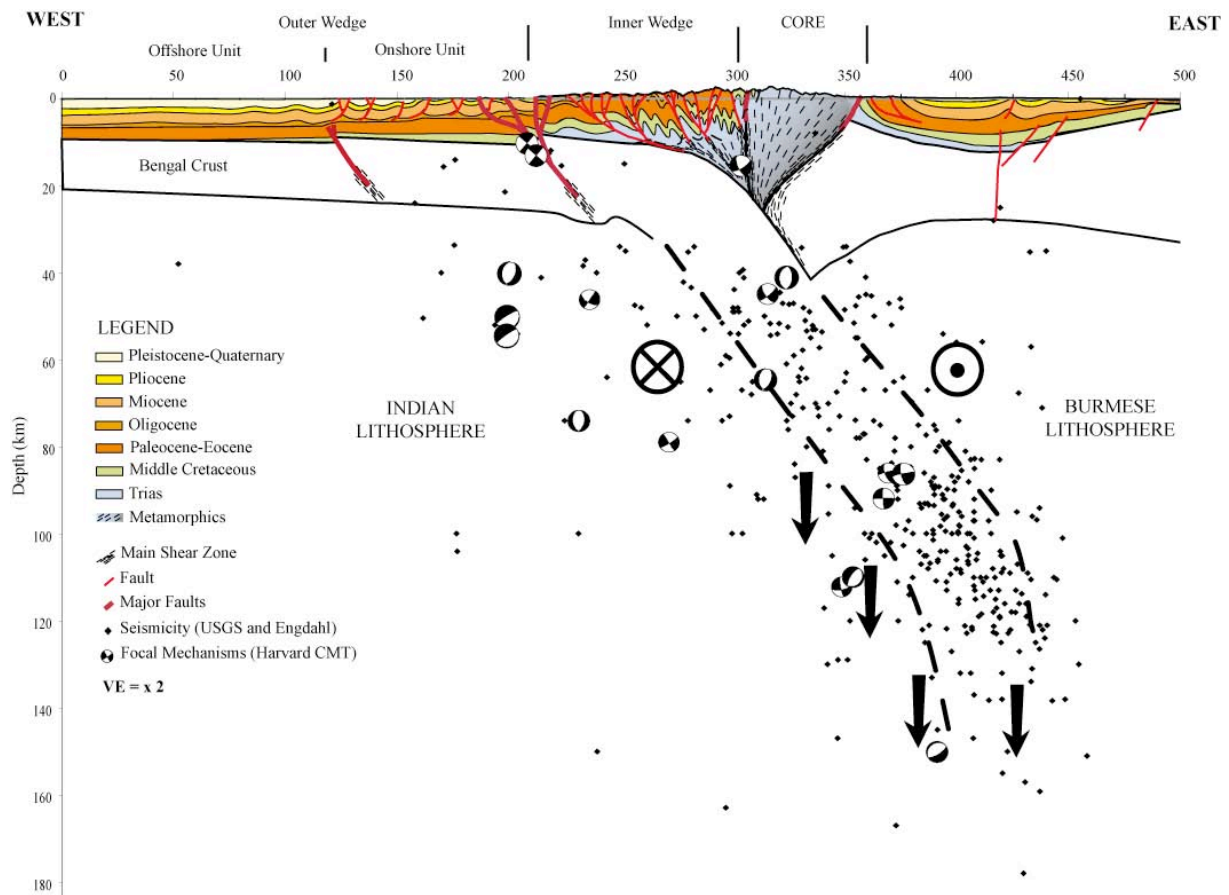
#### i. Strain partitioning at the scale of the wedge

As stated by previous geodetic studies ([Nielsen et al., 2001](#); [Vigny et al., 2003](#); [Socquet et al., 2006](#)), the India-Sunda plate convergence is partially partitioned: two third of the parallel to the trench component is presently accommodated along the Sagaing fault while the remnant oblique strain component is distributed through the Indo-Burmese Wedge.

On the basis of analogue modelling, [Martinez et al. \(2002\)](#) shows that, in such an oblique convergence setting, the core of the accretionary wedge is the locus for shear deformation above the velocity discontinuity, which means at the top of the subduction hinge, whereas the most external parts are the locus of shortening nearly perpendicular to the plate boundary. They conclude that the accretionary wedge, in an oblique convergence setting, can be the place for strain-partitioning.

The results of our study allow us to assess the various deformation styles that affect the Indo-Burmese Wedge: the core of the Wedge is interpreted as the metamorphosed exhumed ductile part of an intense dextral shear zone originated at depth. It is located on top of the subduction hinge (figure IV-15). The Inner Wedge is affected by strike-slip brittle deformation (figure

IV-15). The easternmost unit of the Outer Wedge can be interpreted as a 100km shear band, framed by detachment folds and thrusts, and bounded by two major crustal strike slip faults, the Kaladan Fault and the Chittagong Coastal Fault (figure IV-15). This eastern unit is affected by both EW shortening and NS strike slip deformation. Finally, the western unit of the Outer Wedge is affected only by EW shortening and is framed by simple detachment folds (figure IV-15). Similarly to Martinez et al. (2002), we conclude that strain is partitioned at the scale of the wedge.



**Figure IV-15:** Present Cross section based on industrial multichannel seismics and field observations. The seismicity from USGS catalog and Engdahl et al. (1999) is represented as black dots. Focal mechanisms from Global CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) catalogue are also represented.

However, in the Outer Wedge, some major strike-slip faults (the Kaladan Fault and the Chittagong Coastal Fault) are superimposed to the thrusts and folds, and in the Inner Wedge, the strike-slip faults have a significant reverse component. Consequently we argue that strain is not fully partitioned sensus stricto, but more likely diffusively partitioned through the wedge. Transition between the two deformation styles is progressive from East to West across the wedge.

ii. From thin-skinned to thick-skinned deformation

A crustal NS strike-slip deformation overprints the thin-skinned EW shortening deformation. We propose various interpretations for this thin-skinned to thick-skinned transition:

- In term of wedge dynamics, [McClay et al. \(2004\)](#) showed that for a double verging wedge, with a 45° to 15° oblique convergence, the back thrust (which could correspond in that case to the Kabaw fault) passively transport pro-wedge structures toward the core of the wedge where these former pro-thrusts are cut by strike-slip faults. These strike slip faults are rooted at the plate interface. This model is reasonable to explain the Inner Wedge geometry because it is close enough to the plate interface, but it is not for the Outer Wedge located further west.
- In term of critical taper, [Molinaro et al. \(2005\)](#) proposed that the transition from thin-skinned tectonics to thick-skinned tectonics in Zagros could have occurred when the wedge was propagated very fast, in order to preserve the critical taper. The decollement level would then have jumped from a salt layer down to an intracrustal ductile layer. This model is pertinent but does not explain why the crustal structures, within the Outer Wedge are strike slip faults where we expect EW shortening, in this strain-partitioning hypothesis.
- In term of strain-partitioning, as the most external part, characterised by EW shortening, is rapidly propagating westward, the NS strike slip deformation may affects the wedge more and more westward in order to keep the strain-partitioning ratios between external and internal parts of the Indo-Burmese Wedge.

The Indo-Burmese Wedge growth mechanism, described here, can be interpreted as the progressive incorporation of the most internal part of the Outer Wedge, formerly framed by thin-skinned folding and thrusting, to the Inner Wedge framed by thick-skinned shear deformation, most probably rooted at the plate interface. We suggest that, at a given time, the wedge was propagating westward faster than the subduction hinge, and the plate interface, were able to migrate. Consequently, in order to preserve the critical taper, and in order to preserve the strain partitioning ratios between external shortening and internal shearing, some of the Outer Wedge had to be affected by thick-skinned shear deformation ([figure IV-16](#)). This thick-skinned shear deformation could not be rooted at the plate interface which was too far East ([figure IV-15](#)). As a result, the plate interface jumped to the west and part of the downgoing plate was incorporated to the upper plate. The previous Bengal crust subduction might have ceased (as suggested by the lack of significant seismicity at the subducted plate hinge). The subducted Bengal crust is now delaminated below 90 km depth and right-laterally sheared between the Indian lithosphere and the Burmese lithosphere as proposed by [Rao et al. \(1999\)](#) ([figure IV-15](#)).

### iii. A characteristic S-shape

The last point that we will discussed is the peculiar S-shape of the Indo-Burmese Wedge. We propose that this peculiar shape could originate from two distinct sources:

First, the bending of the Outer Wedge could have been enhanced by the onset of the Sylhet trough as a result of the Shillong tectonic uplift during early Pliocene ([Jonhson and Alam, 1991](#), [Biswas et al., 2007](#)). The large amount of sediments that fill the Sylhet trough allows the very rapid westward growth of the Outer Wedge. Consequently, the wedge is wider above the Sylhet through than south of it, producing this characteristic S-shape.

Second, the bending of the Outer Wedge could have been guided by the underlying oceanic fabric directions. The interaction of the Indian oceanic crust fabrics with the subduction zone geometry has been documented on the basis of seismic reflection and bathymetric data in Sumatra area ([Rangin et al., 2007](#); [Sibuet et al., 2007](#)). In the southern part of the Indo-

Burmese Wedge, the underlying Bengal oceanic plate is characterised by N10°E structures such as the 90°E ridge and so are the Andaman Trench and the Indo-Burmese Wedge. North of Ramree Island, the Bengal oceanic crust is structured by possible Early Cretaceous oceanic fracture zones that strike N140°E (Desa et al., 2006) and so are the structures of the overriding Burma plate such as the Kaladan Fault and the Chittagong Coastal Fault. The peculiar structural style observed in Ramree could originate from this trend change in the oceanic crust fabrics. Northward, in the Sylhet trough, the westward growth of the wedge is guided and controlled by the E-W Dauky fault along the Shillong Plateau. Consequently, the major structures cited above bend to the North between Ramree and the Dauky fault to accommodate a fast westward growth of the wedge.

#### b. Late Neogene to present kinematics of the Indo-Burmese Wedge

One of our main results is that the Outer Wedge is not older than 2Ma. Further more, the Sagaing Fault is 4.5Ma old as suggested by the spreading age in the Andaman sea, at its southern end (Chamot Rooke et al., 2001). The Myanmar Central Basins are inverted since ~10Ma (Pivnik et al., 1991, Rangin 1999). There are no evidences of older deformation clearly associated to the Indo-Burmese Wedge. We suggest that the Indo-Burmese Wedge is not older than 10Ma.

We propose the following tectonic history for the Indo-Burmese Wedge evolution (figure IV-16):

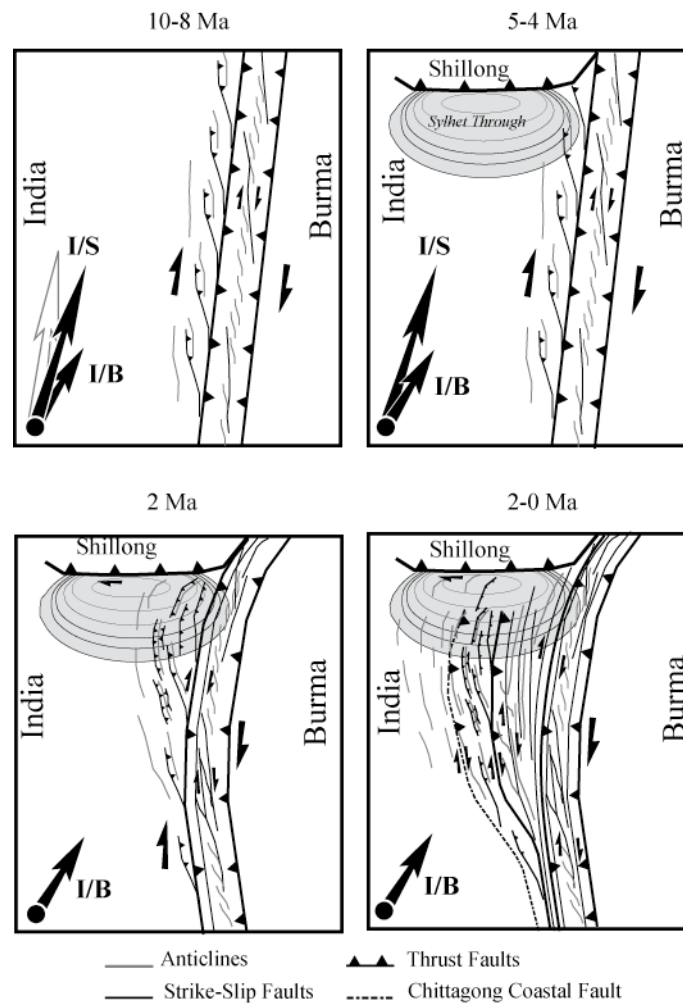
During Latest Miocene (~8-10Ma), a major plate reorganisation is registered in the equatorial Indian Ocean (Gordon et al., 1998; Krishna et al., 2001). Bertrand et al. (2003) suggested that the India/Sunda plate convergence obliquity decreased as a result of this plate reorganisation. This could have initiated the subduction of Bengal oceanic crust beneath the Burmese Plate. A wedge characterised by en-echelon west verging folds and thrusts is built in front of a core affected by shear deformation (figure IV-16). Besides, the rifting in the Andaman Sea during Latest Miocene (Curry et al., 1979; Khan et al., 2005) and the inversion of the Myanmar central basins at ~10Ma are probably also both related to this major tectonic event.

From Late Miocene to Early Pliocene, the Indo-Burmese Wedge is the place of intense strain-partitioning: The Outer Wedge is characterised by thin-skinned folds and thrusts, and the Inner Wedge is affected by right-lateral strike-slip-reverse faults. Finally, during Late Pliocene, the Shillong was tectonically uplifted and the Sylhet Through was formed (figure IV-16). Since 2 Ma, the large amount of sediments filling the Sylhet Through enhanced the very fast westward growth of this Outer Indo Burmese Wedge. As discussed above, the plate boundary probably jumped westward and is now located along the Kaladan Fault or the Chittagong Coastal Fault.

The Indo Burmese Wedge kinematics can be summarised by two major steps:

- 1- The major plate kinematics reorganisation between India and Australia during 8-10Ma induced diffused strain partitioning through the Indo Burmese Wedge.
- 2- As a consequence of the Pliocene tectonic uplift of the Shillong plateau, the wedge is propagating westward very fast, keeping the strain partitioning ratio between internal and external zones.





**Figure IV-16:** Cartoon showing the tectonic evolution of the Indo-Burmese Wedge from Late Miocene to present.

## 7. Conclusion

A detailed analysis of deformation through the Indo-Burmese Wedge, based on geodesic data, field observations and seismic reflection data, show that the most internal part of the wedge is mainly affected by right lateral NS shear whereas the most external parts are mainly affected by EW shortening. The Indo-Burmese Wedge is the place of strain partitioning at the scale of the wedge. However, part of the shear deformation is also accommodated in the Outer Wedge and part of the shortening is accommodated into the Inner Wedge. So the strain is not fully partitioned, *sensu-stricto*; it is more likely diffusively partitioned through the whole wedge.

We have noticed a transition from thin-skinned to thick-skinned deformation within the Outer Wedge. This transition can be explained by the required preservation of the critical taper following the fast westward growth of the wedge above a very efficient decollement layer. The overprinted thick-skinned deformation is characterised by NS trending strike-slip-reverse faults. The strike slip deformation, here, a typical internal deformation, is interpreted

as migrating westward and overprinting former shortening structures of the Outer Wedge. So the strain partitioning ratio between internal shearing and external shortening is preserved.

The seismic lines presented in this paper strongly suggest that deformation through the Outer Wedge is not older than 2Ma. The sedimentary mass filling the Sylhet Through, a flexural basin formed during early Pliocene (Jonhson and Alam, 1991, Biswas et al., 2007), can be responsible for the rapid westward propagation of the Indo-Burmese Wedge since 2Ma. The differences in sediment thickness and the downgoing oceanic crusts fabrics might both be responsible for the typical S-shape of the Indo-Burmese Wedge.

Finally, no evidences for deformation related to the Indo-Burmese Wedge prior to 10Ma were found. We propose that the Indo-Burmese Wedge was formed since 8-10Ma only, which is contemporaneous to the major plate kinematics reorganisation, between the Indian and Australian plate, recorded in the central Indian Ocean.

### *8. Acknowledgments*

We thank people from MOGE (Myanmar Oil and Gas Exploration), that joined us on the field in Burma, and specially Than Min and Ja Mu. We also thank Professors Mustafa Alam and Mahmood Alam (Department of Geology, University of Dhaka, Bangladesh) for their contribution into the field on the Bangladesh side. This is a contribution of College de France, chair de Geodynamique, and CEREGE (UMR 6635). We thank Charlotte, Jean-Claude and Didier for their kind participation.



## II. Synthèse du Chapitre IV

### 1. La croissance du prisme Indo-Birman

Nous avons vu dans ce chapitre que le prisme Indo-Birman est typique d'un prisme construit en contexte de convergence oblique. On y observe un partitionnement de la déformation que je qualifie de diffus, dans le sens où la composante de déformation décrochante parallèle à la marge est majoritairement accommodée dans le cœur du prisme mais aussi, dans une moindre mesure, dans les zones plus externes. Inversement pour la composante de raccourcissement normale à la marge.

Ce qui est particulièrement remarquable est la vitesse à laquelle s'est propagé le prisme externe dans les 2 derniers millions d'années le long du plateau du Shillong : propagation sur environ 200km en 2Ma. Cette rapide propagation de la déformation a pu être causée par la présence d'une grande quantité de sédiments dans le bassin du Sylhet, un bassin flexural formé au front du plateau du Shillong lui-même soulevé tectoniquement au Mio-Pliocène.

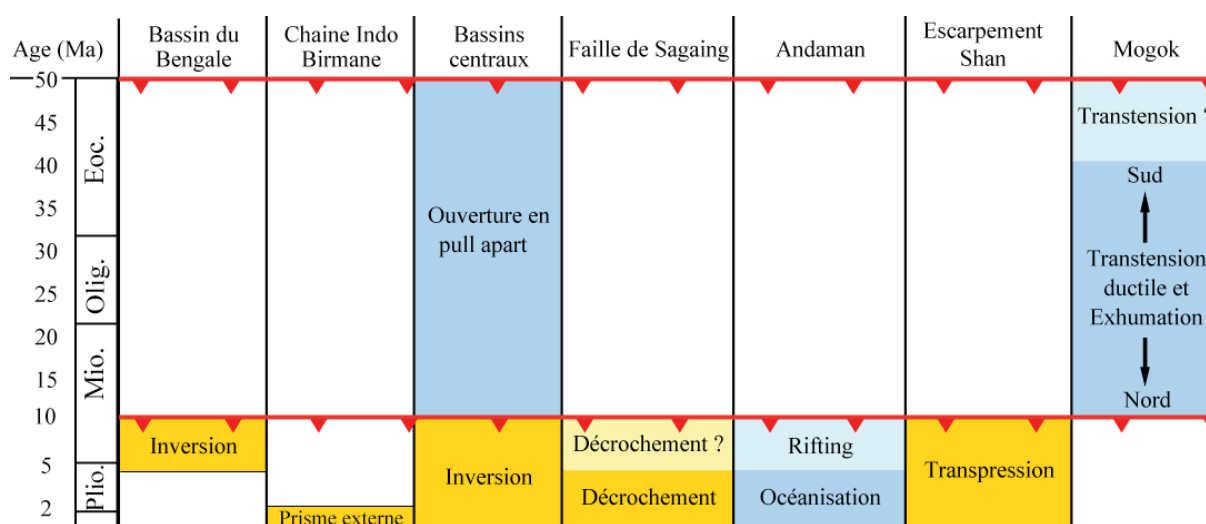
Une conséquence de cette rapide propagation du prisme fut la perte de l'angle critique du prisme. Le passage à une déformation thick-skin, c'est-à-dire l'utilisation d'un niveau de découplage plus profond dans la croûte, ou au niveau du Moho, a permis de rattraper cet angle critique. L'autre moyen généralement évoqué pour rattraper cet angle est l'activation de chevauchements hors-séquence. Bien que nous n'en ayons pas observé, cette hypothèse reste envisageable.

La deuxième conséquence a été l'élargissement de la zone affectée par du décrochement afin de conserver le taux de partitionnement suite à l'élargissement brutal de la zone affectée par du raccourcissement. Des décrochements ont donc pu se superposer aux structures chevauchantes les plus internes.

Il nous semble que la déformation à la frontière de plaque a été bouleversée à au Pliocène suite au soulèvement tectonique du plateau du Shillong.

### 2. Calendrier tectonique

Il est maintenant temps de dresser un calendrier tectonique. Je ne remonterai cependant pas aux événements qui ont précédé la collision de l'Inde il y a 45-50Ma. On notera néanmoins qu'un complexe ophiolitique dont les radiolarites ont été datées du Jurassique supérieur (161 à 155Ma) est présent en Birmanie (Suzuki et al., 2004). Cet âge démontre que la mise en place de ces ophiolites ne peut être liée à une subduction récente de la croûte océanique du Bengale dont l'âge ne dépasse pas 133Ma. Il s'agit d'une histoire plus ancienne.



**Table IV-2 :** Calendrier tectonique en Birmanie. Les couleurs chaudes soulignent les événements à composante compressive et les couleurs froides soulignent les événements à composante extensives. Les deux événements tectoniques régionaux majeurs (collision indienne à l'Eocène inférieur et séparation Inde-Australie au Miocène supérieur) sont marqués par un figuré de chevauchement.

Il apparaît clairement sur le calendrier tectonique (table IV-2) qu'une grande partie de la déformation observée dans la région a lieu lors de la réorganisation cinématique majeure du Miocène supérieur (7-10Ma). Cependant nous n'avons aucune information quant à l'âge de la déformation dans le prisme interne. Nous ne pouvons donc pas déterminer avec certitude le début de la subduction. Au vue des déformations observée, on peut distinguer deux dates importantes dans la tectonique régionale: la collision Indienne à l'Eocène inférieur et le divorce inde-Australie au Miocène supérieur. Ces deux événements sont susceptibles d'avoir entraîné le début de la subduction du bassin du Bengale sous la microplaque birmane. Plusieurs scénarios seront discutés à la fin de ce mémoire.

### 3. Questions

Nous avons vu que le prisme se développe rapidement vers l'Ouest, guidé par le plateau du Shillong au Nord. Le chevauchement responsable de la surrection du plateau du Shillong est une faille Est-Ouest (la faille de Dhauky). Le plateau est donc monté par la force de la convergence frontale de l'Inde qui avance vers le Nord. Le prisme externe s'amincit progressivement vers le sud jusqu'à disparaître à 20°N. Le front, mais aussi l'ensemble de la chaîne Indo-birmane sont arqués. Ce contexte fait surgir certaines questions:

1 – **Qu'est ce qui contrôle la propagation du prisme externe au Sud ?**

2 - Il n'y a aucune structure Est-Ouest dans le bassin du Sylhet, au front du Shillong, qui pourrait être légitimement attendu suite à la convergence frontale de l'Inde.

**Quelle force impose donc à la déformation de se propager vers l'Ouest plutôt que vers le Sud dans le bassin du Sylhet?**

3 – L'ensemble de la chaîne Indo Birmane mais aussi la faille de Sagaing sont infléchis vers l'Ouest. Le maximum d'infléchissement se produit à 22°N.





**Quel est le processus responsable de l'infléchissement de toute la microplaque birmane vers l'Ouest ?**

La Partie suivante, composée des chapitre V et VI, a pour objectif d'apporter des éléments de réponse à ces questions.

## **PARTIE 3 : IMPACT DE LA RIDE 90E ET DU FLUX CRUSTAL EST-TIBETAIN**



## **Chapitre V: Impact de la ride de 90E à la zone de subduction**

<b><i>I. Impact of the 90°E ridge at the Indo-Burmese subduction zone: contribution from deep seismic reflection data</i></b> .....	<b>178</b>
1. Abstract.....	178
2. Introduction .....	179
3. Dataset.....	181
4. From 14°N to 18°N: plate bulge and pre existing basement topography.....	183
5. From 18°N to 19°N: Ramree area. ....	188
6. North of 19°N: The Indo Burmese Wedge westward propagation. ....	191
<b><i>II. Discussion and conclusion</i></b> .....	<b>193</b>



## **I. Impact of the 90°E ridge at the Indo-Burmese subduction zone: contribution from deep seismic reflection data**

(Article soumis pour publication dans la revue “Marine Geology”)

Thomas Maurin(a), Claude Rangin(a), Nicolas Chamot-Rooke(b), Mathias Delescluse(b)

(a) CEREGE, CNRS, UMR 6535 et Collège de France, Chaire de géodynamique, Aix en Provence, France

Collège de France – Chaire de Géodynamique, Europôle de l’Arbois,  
Bat Le Trocadero – Aile Sud, BP 80 – 13545 Aix en provence, France.

[maurin@cdf.u-3mrs.fr](mailto:maurin@cdf.u-3mrs.fr), [rangin@cdf.u-3mrs.fr](mailto:rangin@cdf.u-3mrs.fr)

(b) ENS, laboratoire de géologie

Paris, France

[rooke@geologie.ens.fr](mailto:rooke@geologie.ens.fr), [delescluse@geologie.ens.fr](mailto:delescluse@geologie.ens.fr)

### *1. Abstract*

As a result of the Indo Burmese hyper-oblique subduction, part of the Bay of Bengal has already subducted below the Burmese microplate. The nature and structure of this Basin is still poorly understood due to the lack of data. We have conducted two deep penetration seismic reflection surveys in the north-eastern Bay of Bengal providing the first high resolution image of the Bengal basin fill and his basement. On basis of these data we are able to trace the 90°E ridge much more northward than previously thought, up to 20°N along the Indo-Burmese plate boundary. We found out that the surface deformation, the deep structure of the subduction zone and the geometry of the plate boundary could all be strongly influenced by the impact of a prominent asperity, the 90°E ridge. These effects are variable along the margin.

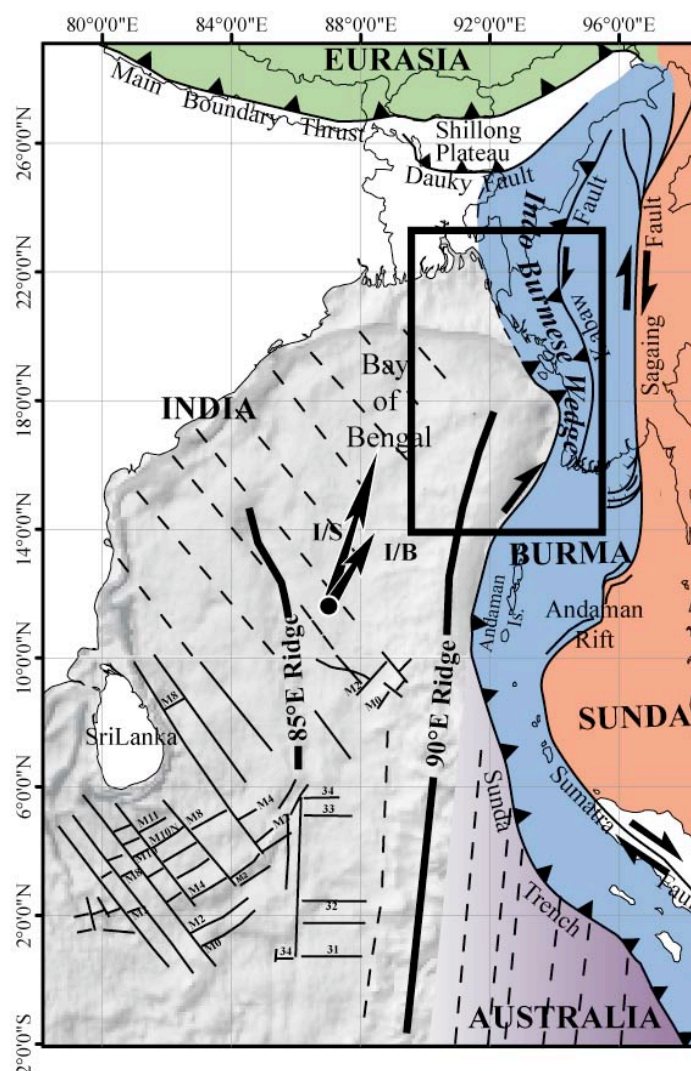
Between 15°N and 18°N, the ridge asperity brushes the plate boundary which follows the eastern ridge flank. All the structures framing the Indo-Burmese wedge have the same N10°E trend. Deformation at the plate boundary is mainly strike slip as documented previously. This is confirmed by the absence of slab at depth revealed by both seismicity and tomography. The small component of shortening is probably accommodated partly by the ridge buckling and partly within the upper plate.

North of 19°N, the ridge progressively vanishes. The absence of basement topography together with the large amount of sediments provided by the Brahmaputra delta facilitates the fast westward growth of the Indo-Burmese wedge. At depth, the seismicity reveals there a well developed subducted slab.

Finally, in a narrow transition zone between 18 and 19°N, the nose of the 90°E ridge collides with the Burmese microplate. This collision might be partly responsible for the rise of a subsurface flat and ramp system and for the strong uplifting observed within the core of the Indo-Burmese wedge in Mount Victoria area.

## 2. Introduction

The Bay of Bengal is characterised by two sets of oceanic fracture zones (Desa et al., 2006; Gaina et al., 2007) (figure V-1). The oldest transform fault fabric, considered as Early Cretaceous in age, fits an early N140°E to N150°E spreading episode also evidenced by N50°E trending magnetic anomalies (M24-M0). The youngest transform fault fabric is NS trending and fits the Northward drift of the India Plate since the end of the Mesozoic (~80Ma) (Royer et al., 1989; Royer et al., 1991; Patriat and Segoufin, 1988). It is associated with EW trending magnetic anomalies initiated at An34 (middle part of the Cretaceous: Royer et al., 1989; Royer et al., 1991). Both spreading fabrics interfere into the middle part of the Bengal Basin. According to Gaina et al. (2003), this basin was created by the jump of the spreading centre north-west of Elan Bank microcontinent.



**Figure V- 1:** Structural fabric of the Bay and Bengal with its present kinematic setting.

Shaded background is the gravity map from Sandwell and Smith (1997). Fractures and magnetic anomalies in black color are from Desa et al. (2006). Dashed black lines are inferred oceanic fracture zones which directions are deduced from Desa et al. in the Bay of Bengal and from gravity map east of the 90°E Ridge. We have flaged particularly the 90°E and the 85°E ridge (thick black lines).

For kinematics, black arrows show the motion of the India Plate with respect to the Burma Plate and to the Sunda plate (respectively I/B and I/S). The Eurasia, Burma, Sunda and Australia plate are represented in green, blue, red and purple colour respectively.

The black box indicates the area of interest discussed in the present paper.

The 85°E and the 90°E ridges (figure V-1) are hot-spot related ridges developed during the northward drifting of India above a plume. They were framed by injection of igneous rocks along the tectonic fabric of this basin. This hot spot volcanism was considered as part of a LIP (Large Igneous Province) exposed in the Rajmahal traps and southward within the Kerguelen plateau (Kent et al. 2002).

In the Northern part of the Bengal Basin, and below the Bengal Fan, some authors propose that the Indian continental crust has been more or less attenuated and thinned (Brune et al., 1986; Kaila et al., 1992; Mitra et al., 2005) but this is still a matter of debate due to the lack of data. The Bengal basin could be considered as an oceanic basin mixed with LIP volcanism with a possible transitional crust along its margin.

The 90°E ridge is particularly well recognised on the free air marine gravity anomaly map from Sandwell and Smith (1997), (figure V-1). This ridge clearly follows the trend of the N10°E striking oceanic crust's fabric from 30°S up to 10°N. At 8°56'N the DSDP site 217 (figure V-1) did not reach the igneous basement. The oldest sedimentary unit cored at 663m depth at site DSDP 217 was a Campanian dolomite-chert complex. The acoustic basement was identified at about 550m depth as a siliceous limestones and cherts assemblage. At DSDP site 216 (1°28'N) (figure V-1), the igneous rocks basement are tholeiitic basalts without pillow, which suggest an aerial or near surface emplacement. Maastrichian ash beds, chalks and volcanogenic clays were deposited on these igneous rocks. Upward sections are late Maastrichian to recent pelagic calcareous sediments, deposited above the CCD. These units document the progressive subsidence of the ridge during the Cretaceous. The two regional unconformities recognised by Curray and Moore (1971) were dated respectively Late Miocene and Paleocene-Eocene in age. The igneous rocks basement of the 90°E ridge is getting older northward. It was dated 59Ma at site 214 and 81Ma at site 216 (Coffin et al., 2002). The 90°E ridge is clearly identified at 15°N by a couple of negative magnetic anomaly and positive gravity anomaly. On seismic reflection lines, Gopala Rao et al. (1997) show a basement high covered by 1sTWT of sediments onlapping on both sides of the ridge at this latitude. The northward continuation of the ridge up to 17°N is inferred from poor quality seismic reflection data (Curray et al., 1982). This low resolution seismic profile does not show clearly sedimentary onlaps on the flanks of the ridge. Consequently, the imaged basement high could be interpreted as the bending of the subducting oceanic crust just west of the Burma-Andaman subduction trench, rather than the northward continuation of the 90°E ridge. Such a bending could also produce the free air gravity anomaly observed at this latitude (figure V-1). North of 15°N along the Indo Burmese plate boundary the 90°E ridge needs to be documented more accurately.

Furthermore, at these latitudes, the Indo Burmese wedge was developed as a response to the India/Sunda Plate's oblique convergence (figure V-1). By the way of strain-partitioning, this oblique convergence is also responsible for the individualisation of a sliver plate (Fitch, 1972; Jarrard, 1986; Mc Caffrey, 1992), the Burma Plate. The Indo-Burmese Wedge marks the western margin of this sliver plate. The Sagaing right lateral strike-slip fault marks its eastern boundary and presently accommodates two third of the parallel-to-the-trench strain component (Vigny et al., 2003). The deformation within the Indo-Burmese Wedge was supposed to accommodate the remnant amount of oblique stress (Nielsen et al 2004). Northward, on basis of geological field observations and seismic reflection data, Maurin and Rangin (2009) has recently proposed that the Indo-Burmese wedge is strongly partitioned. This partitioning inside the wedge is also supported at depth by seismotectonic analysis (Le Dain et al., 1984; Ni et al., 1989; Guzman-Speciale and Ni, 1996; Rao and Kumar, 1999) indicating both active NS trending right-lateral shear and EW shortening. The Indo-Burmese

wedge is growing rapidly westward along the southern edge of the Shillong Plateau (Lohman, 1995; Deeba et al., 2006).

On the basis of recently acquired deep penetration seismic reflection data we will demonstrate that the 90°E ridge is actually present up to 20°N. We will also try to establish a causal link between the impact of the 90°E ridge at the Indo-Burmese plate boundary and the wedge propagation.

### 3. Dataset

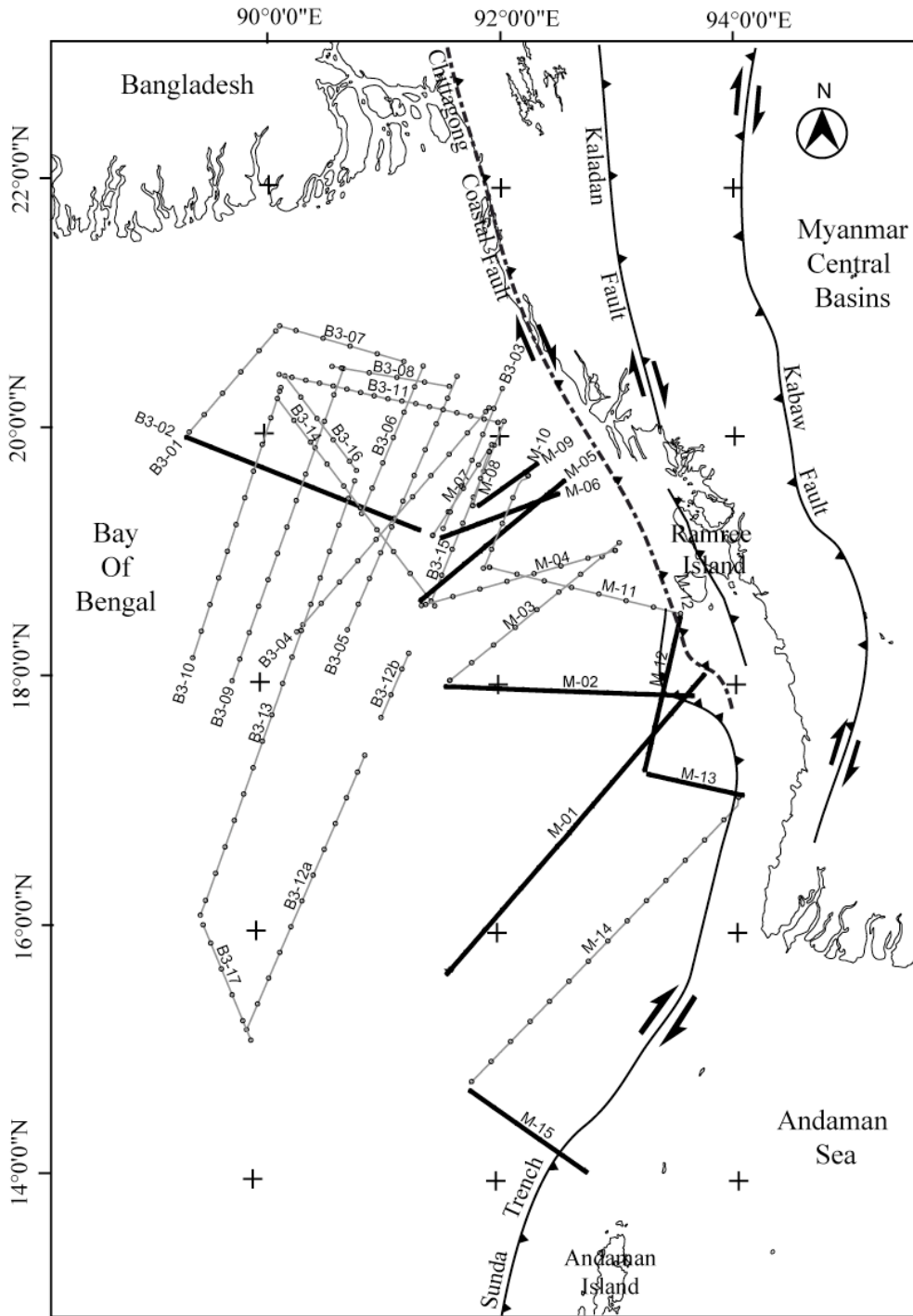
Two sets of deep penetration seismic reflection profiles were acquired in the north-eastern Bay of Bengal, in 2006 and 2007 during the MD154 and the Bengal-3 cruises conducted by our laboratory (figure V-2). The 2006 survey has recorded up to 2400km of seismic data along the Myanmar coast, with a 4.5km long streamer and 50m spaced shotpoints. Data were recorded up to 15sTWT. Only the first 8sTWT are relevant for the purpose of this paper. The source was a 2600 cu-inch air gun array. This seismic acquisition was operated by GENAVIR on board Marion Dufresne (IFREMER, MD154). The 2007 survey has recorded up to 3500km of seismic reflection data, offshore Bangladesh, with a 8.9km long streamer and 50m spaced shotpoints. The source was a 5260 cu-inch air gun array. Data were recorded up to 20s with a low frequency processing in order to image the deep structure of the crust. The first 15sTWT were successfully processed. Only the first 8sTWT are relevant for the purpose of this paper.

These lines were pre-processed on board with GEOVECTEUR (Schlumberger software). Pre- and post-stack migrations were performed later on by CGG. Lines were geologically interpreted using the KINGDOM SUITE software from Seismic Micro-Technology. Our seismic horizons were calibrated on well BODC-3 located in figure V-2. Bio-stratigraphic markers on that well provide ages of some regional sedimentary horizons (figure V-3). These horizons could have been traced all across the two surveys. For time-depth conversion we have chosen the interval velocities used for migration (figure V-3).

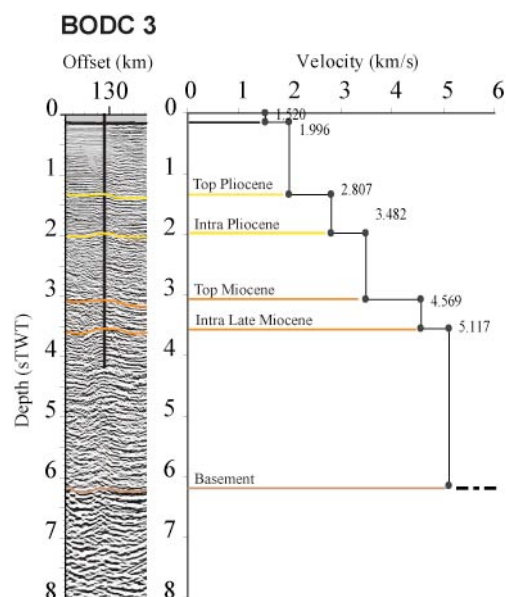
Although canyons, channels, and prograding complexes are present in the sedimentary pile, we will focus on a regional and structural interpretation. Maurin and Rangin (2009) have distinguished three segments in the Indo Burmese wedge structure: south, center and north segments. Following their observation, and using our high resolution seismic data, we will successively describe the structure of the basement and the margin within these three segments.







**Figure V-2:** Map showing the position of all the seismic lines used in the present study. The most representative lines provided in this paper are represented as bold lines. The major structures are also represented.



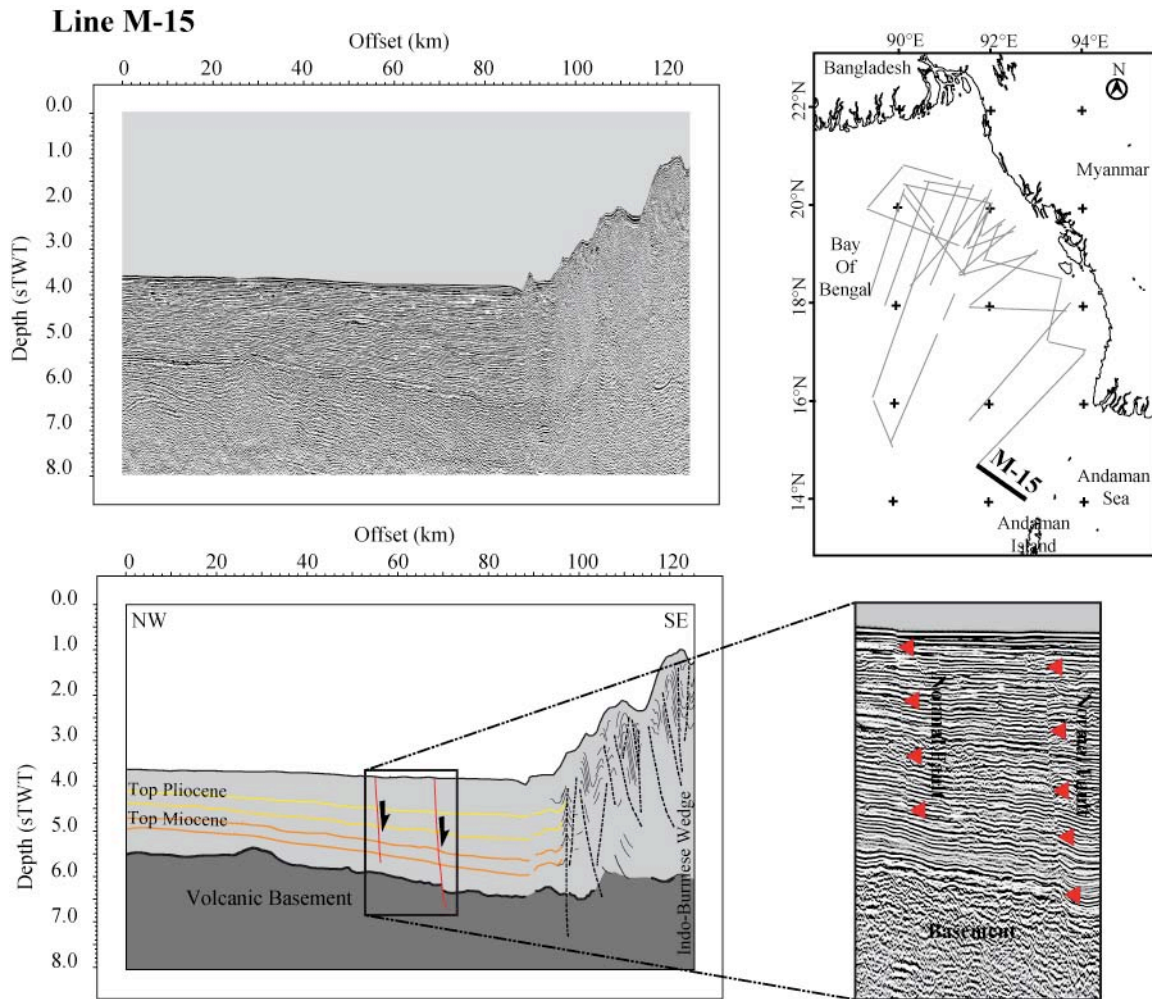
**Figure V-3:** Well BODC-3 and velocity law used for the seismic interpretation and depth conversion. The velocities used are interval velocities deduced from the migration processing.

#### 4. From 14°N to 18°N: plate bulge and pre existing basement topography

##### a. Deep structure of the downgoing plate

The Northward continuation of the 90°E ridge up to 17°N was first inferred from seismic reflection data (Curry et al., 1982). Our new seismic line M15 clearly shows the lower plate bulge (figure V-4). Conformable pre Late Miocene strata are all bended meanwhile fanning deposits, reflecting the active bending of the plate, were observed in the younger units. This bulge is still active nowadays as it affects the mudline.





**Figure V- 4:** Seismic line M-15 from the MARTABAN 2005 cruise and its interpretation. Above the top Miocene horizon, the units are gently thickening toward the NE as a result of plate flexuration. The close up illustrates the normal faults that affect the whole sedimentary pile and probably the crust as a result of plate buckling.

We have modelled the bending of an elastic plate as a response to loading at its extremity (figure V-5). For this purpose we first obtain crust and sea-bottom depth in kilometres using the velocity law from figure V-3. Then we used the method from Levitt and Sandwell (1995). They theoretically modelled the deflection of the plate in response to an applied bending moment by the relation:

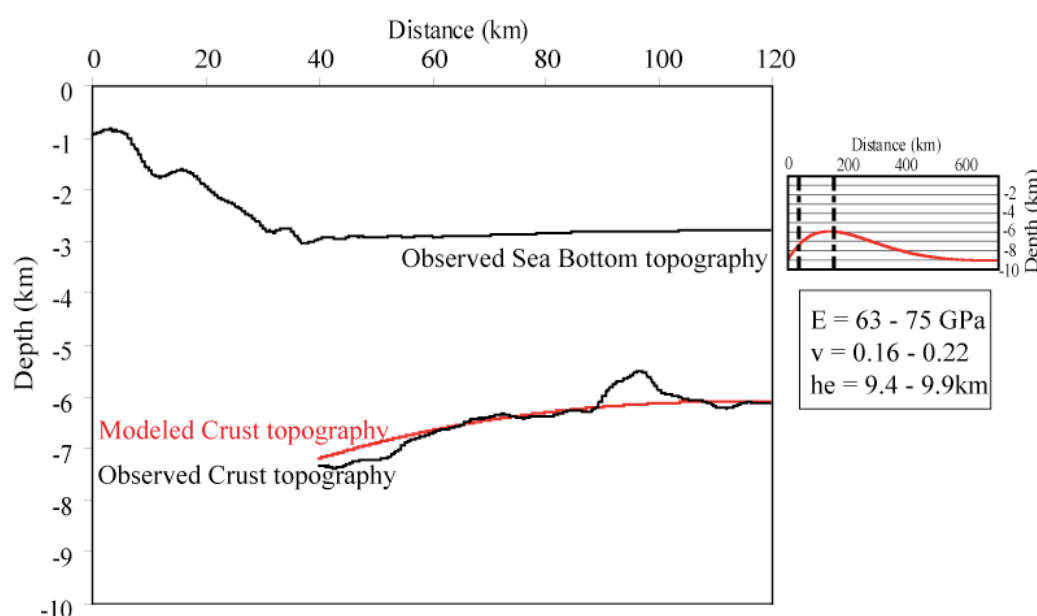
$$w(x) = w_o \exp\left[\frac{-(x - x_o)}{\alpha}\right] \sin\left[\frac{(x - x_o)}{\alpha}\right] + d_o,$$

where  $w_o$  is the flexural amplitude parameter,  $x_o$  is the location of the load,  $d_o$  is the undeflected depth.  $\alpha$  is the flexural parameter and is related to the Young Modulus ( $E$ ), the elastic thickness ( $h_e$ ), the Poisson ratio ( $\nu$ ) and the water and mantle density ( $\rho_w$  and  $\rho_m$  respectively) by the following:

$$\alpha = \left[ \frac{E h_e^3}{3(\rho_m - \rho_w) g (1 - \nu^2)} \right]^{\frac{1}{4}}$$

As [Levitt and Sandwell \(1995\)](#), we minimised the misfit between observed and calculated crust topography using the Nelder Mead Downhill Simplex Method ([Nelder and Mead, 1965](#)). During minimization, we allowed Young modulus ( $E$ ) to vary from 50 to 100GPa, we allowed the Poisson ratio ( $\nu$ ) to vary from 0.1 to 0.3 and we allowed elastic thickness ( $h_e$ ) of the crust to vary from 5 to 20km.

The downhill simplex algorithm yields various local minima depending on the starting point. Even though, we found out that all these local minima are comprised in the following ranges:  $63 < E < 75$  GPa ,  $0.16 < \nu < 0.22$  ,  $9 < h_e < 10$  km. These ranges are those of an oceanic crust. This suggests that at least part of the observed basement topography is consistent with the bending of the Bengal oceanic crust.



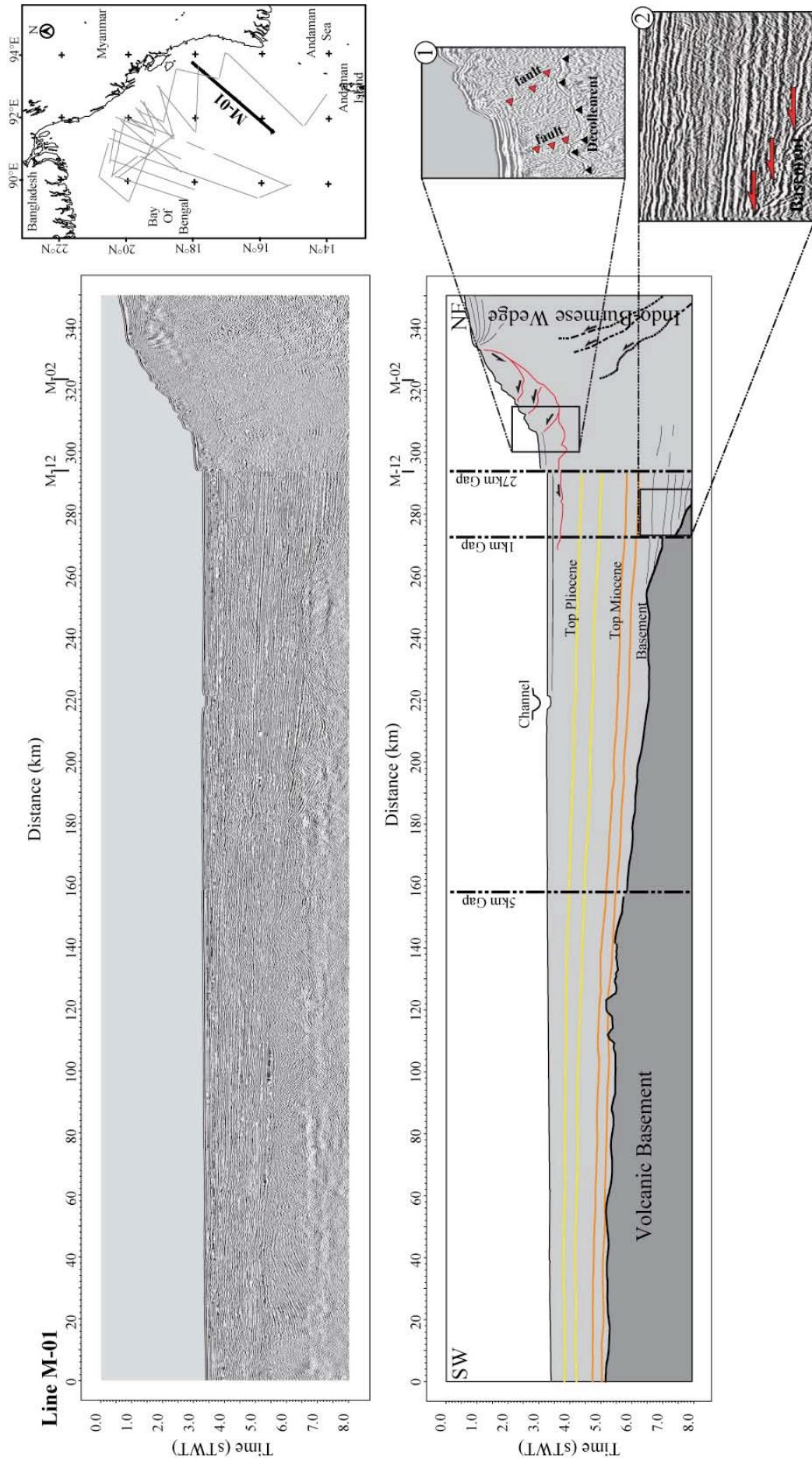
**Figure V-5:** Plate flexure modelling using the Levitt and Sandwell method (Levitt and Sandwell, 1995). The computation used the Nelder-Meade Downhill simplex method for error minimisation (Nelder and Mead, 1965). The elastic parameters were allowed to vary in the following ranges:  
 $50 < E$  (Young Modulus)  $< 100$  GPa  
 $5 < h_e$  (elastic thickness)  $< 20$  km  
 $0.1 < \nu$  (Poisson ratio)  $< 0.3$   
The black lines are the observed topography of sea bottom and basement. The red line is the modelled basement bending. The best fitting bending was obtain for various combination of elastic parameters which values are within the ranges provided in the enclosed box.  
The side graphic shows the full result of flexure modeling (dashed lines delimitate the fitting part of the flexure curve).



Figure V-6 shows the N30°E striking M01 seismic line. In this line the plate bulge is also observable, but is smoother because the seismic line strikes sub-parallel to the bulge axis. As stated above, the bulge is active since Late Miocene. Along the north-eastern part of the line (figure V-6) clear onlaps of pre Miocene strata were observed. Similar onlaps were also observed on seismic line M13 (location on figure V-6) demonstrating that the basement present a rough topography in this area also

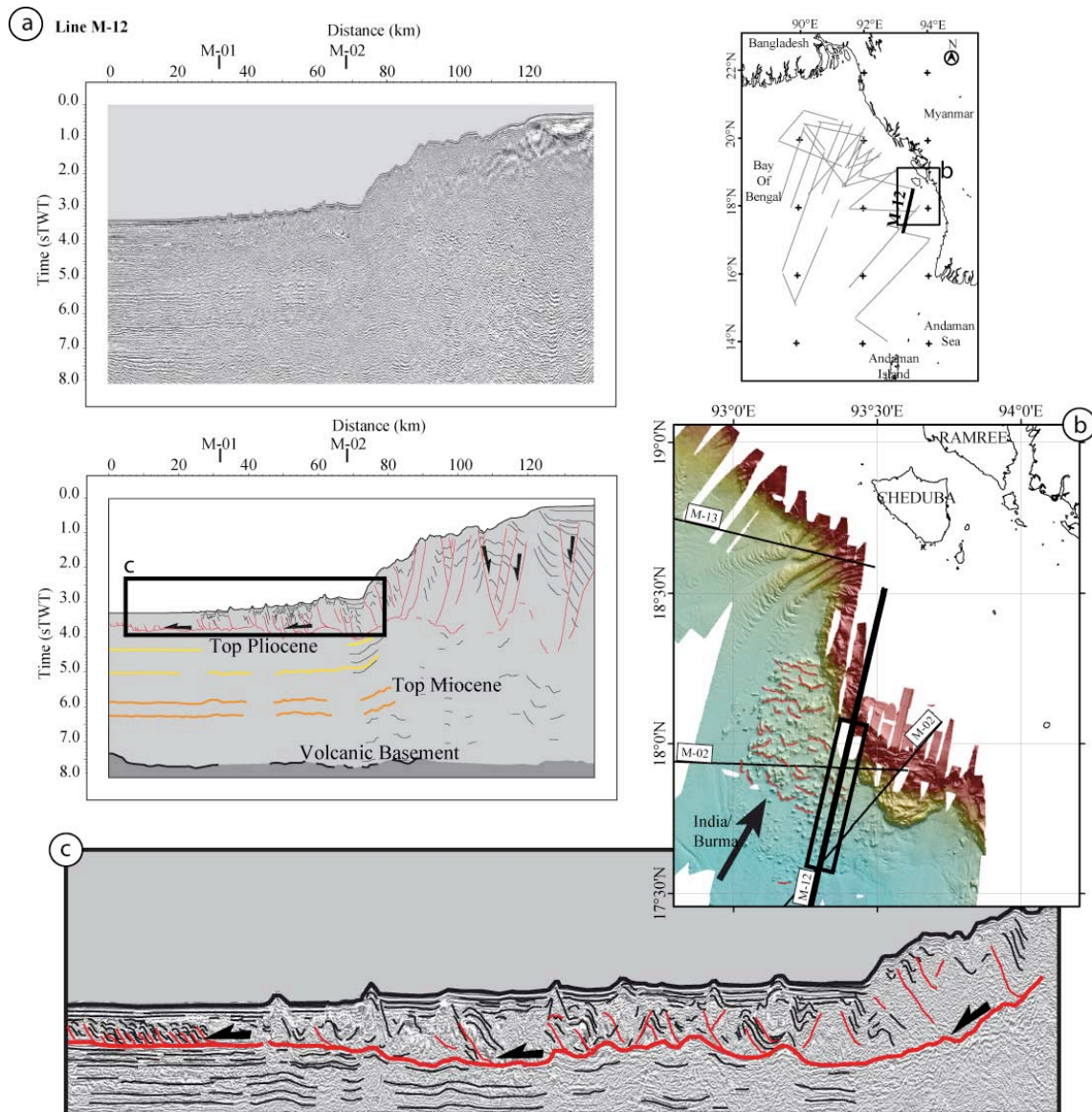
On basis of the above observations, we propose that the presently observed basement topography could be both attributed to a pre-Miocene crustal relief and a post Miocene plate bending. They both contribute to the free air negative gravity anomaly observed along the active Burmese margin.

Between 14°N and 18°N, the morphology of the Myanmar margin was described by Nielsen et al. (2004). South of 16°N, it is characterised by dextral strike slip faulting localized at the base of the slope, accompanied with a significant amount of EW shortening. The eastern ridge slope is very steep forming a N40°E trending wall. Various gravity slidings, such as the Whatte avalanche, were observed in this area. North of 16°N, the margin bends northward to a N10°E orientation. It is shaped by a jigsaw pattern with N40°E long segment and N160°E short ones.



**Figure V-6:** Seismic line M-01 and its interpretation . This line clearly shows onlaps on the flank of an existing topography that we interpret as the 90°E ridge (shown in close up 2). Above the top Miocene horizon, the units are gently thickening toward the NE as a result of plate flexuration. Small scale gravity collapse has occurred on the flank of the Burmese plate margin, above a clearly imaged decollement layer (shown in close up 1).



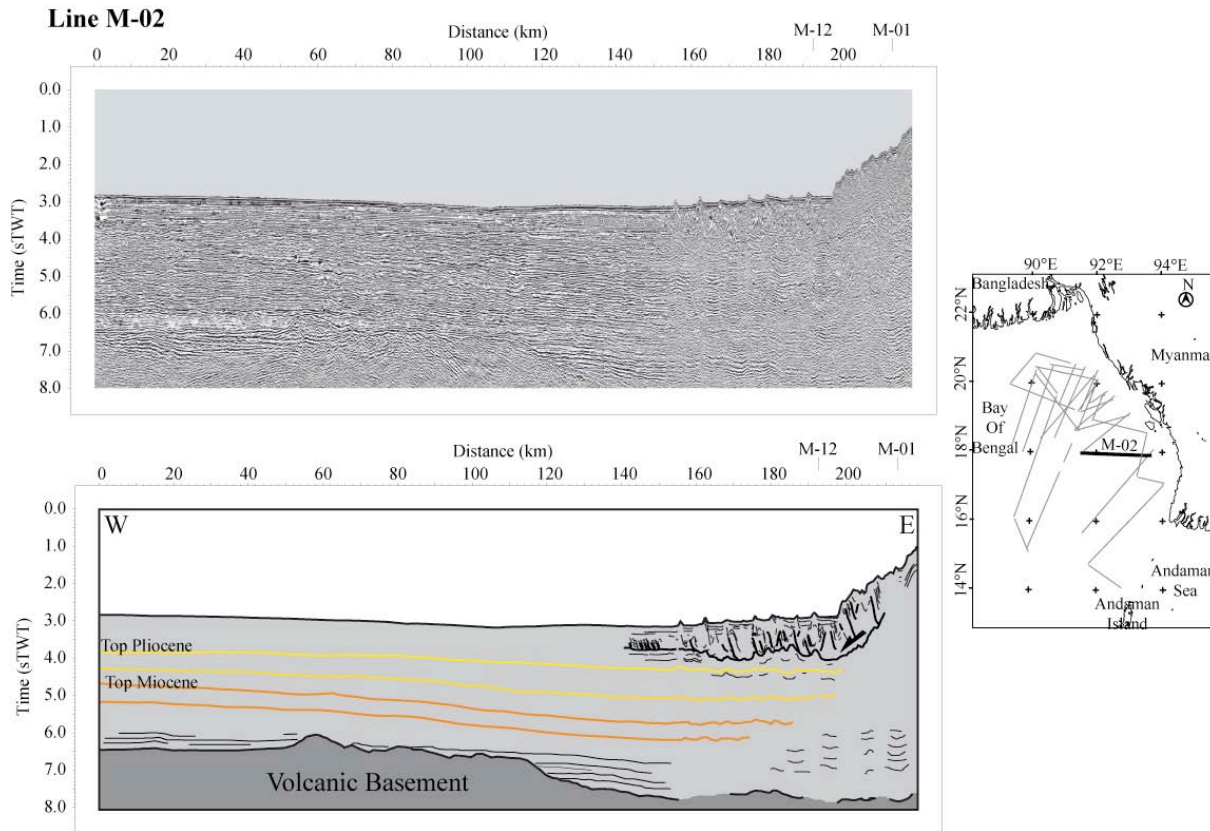


**Figure V-7:** a. Seismic line M-12 from the MD154 2006 cruise and its simplified interpretation. b. High resolution bathymetric map offshore Ramree and Cheduba Island. Localisation of this map is provided in the upper right general map as a black box. Red lines highlight possible alignments that are close to perpendicular to the India-Burma relative plate motion. This could suggest a tectonic mobilisation of the upper first second of sediments. c. Close-up on the flat and ramp geometry affecting the upper first second of sediments and recognised on the seismic line M-12 (and also M-02).

### 5. From 18°N to 19°N: Ramree area.

The NNE-SSW seismic line M12 (figure V-7) is sub-parallel to the India-Burma relative plate motion and also to the buckling axis. This is confirmed by the flatness of the post Late Miocene reflectors. The base of the slope is floored by sedimentary duplexes developed in the

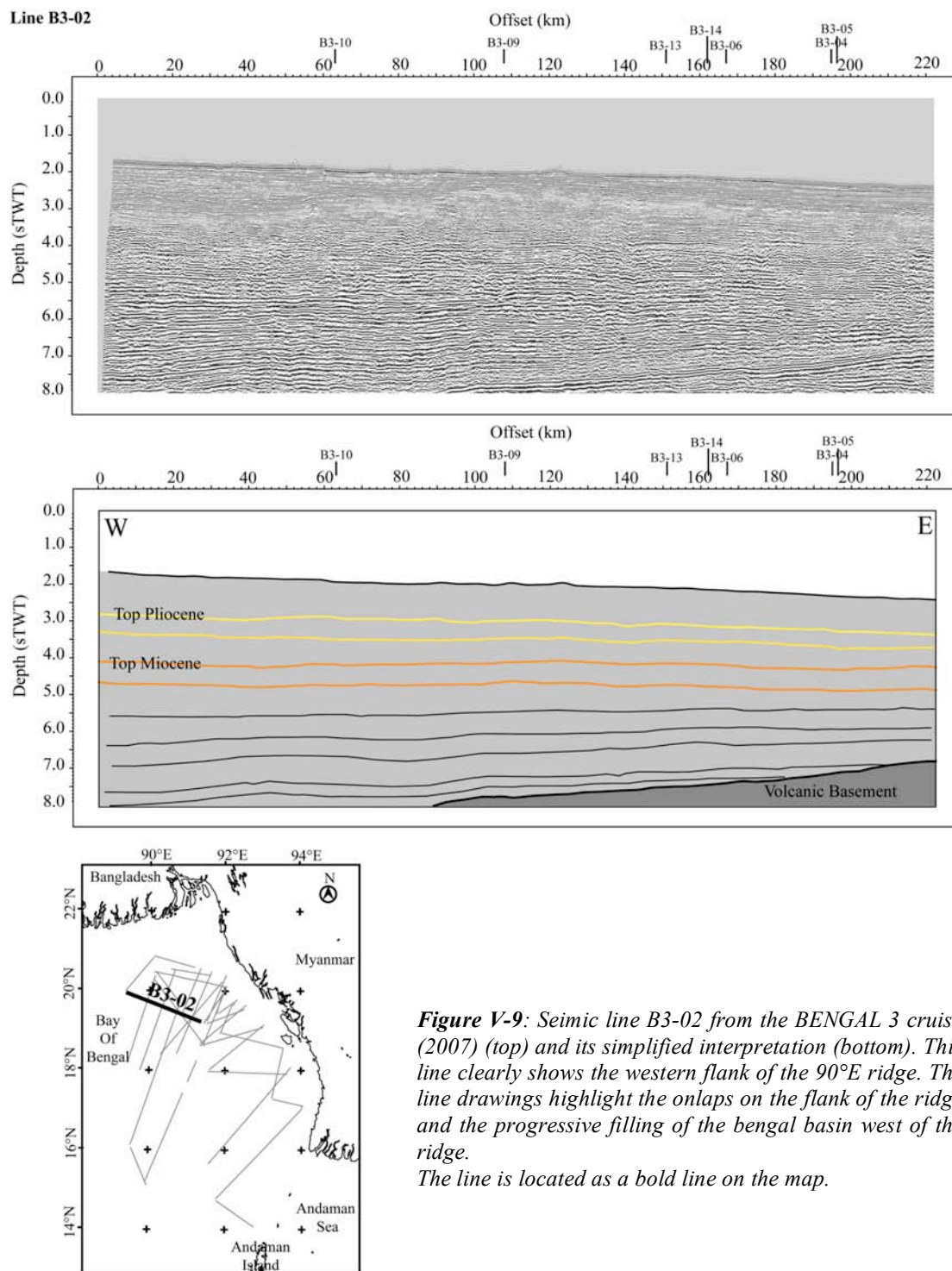
uppermost second (TWT) of the sedimentary pile (figure V-7c). The simplified bathymetric map (figure V-7b) shows that this flat and ramp system lays immediately North-North-eastward of the basement ridge high. We interpret this geometry as South-South-West directed thrusting and folding related to the ridge collision with the margin. Maurin and Rangin (2009) have proposed this duplex system extends onshore in Cheduba and Ramree Islands. We cannot estimate how far this volcanic ridge has penetrated below the Burma plate in this particular area.



**Figure V-8:** Seismic line M-02 from the 2006 cruise (MD154). Its simplified interpretation is presented below the original line. This line clearly shows a basement high that we interpret as the 90°E ridge. The line drawings illustrate the onlaps observed on the flank of the ridge and the flat and ramp system that floor the sea bottom in the near surface. This flat and ramp geometry was detailed in figure 7. The seismic line is located as a bold black line on the side map.







**Figure V-9:** Seismic line B3-02 from the BENGAL 3 cruise (2007) (top) and its simplified interpretation (bottom). This line clearly shows the western flank of the 90°E ridge. The line drawings highlight the onlaps on the flank of the ridge and the progressive filling of the bengal basin west of the ridge. The line is located as a bold line on the map.

### *6. North of 19°N: The Indo Burmese Wedge westward propagation.*

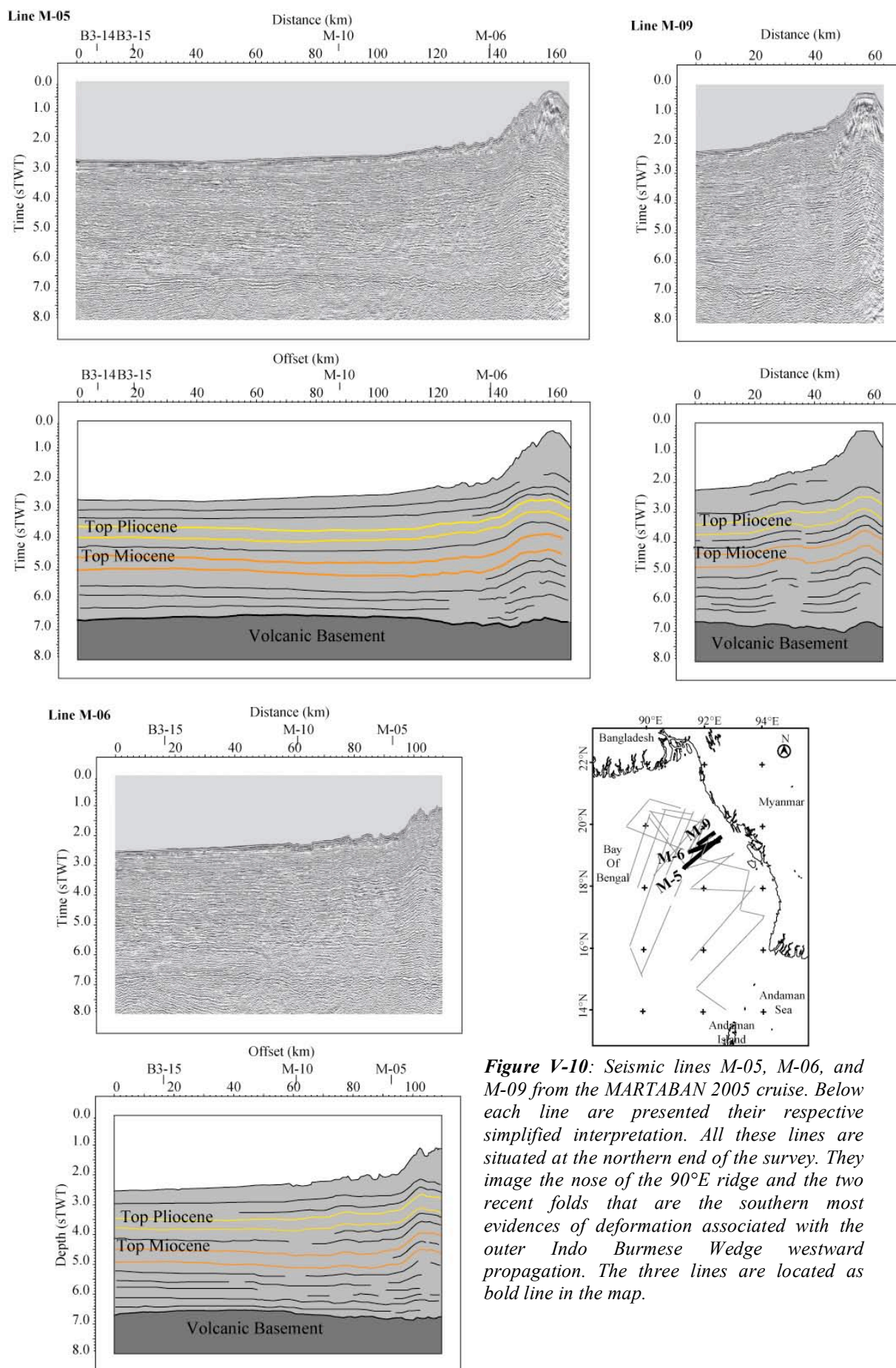
Seismic line B3-02 illustrates the western flank of the volcanic high (figure V-9). The pre Miocene strata are there characterised by a fanning structure. Again, clear onlaps of pre Miocene strata are present on the basement, indicating that this relief was in place on the Bengal basin before sedimentation. As these strata are onlapping on the western flank of the ridge, we interpret this fanning structure as the progressive infill of a basin bounded eastward by the ridge.

North of 19°N, the top of the ridge is at a depth of 6.5sTWT (about 11km depth) and is rather flat (figure V-10). Here this low volcanic basement high is only 1sTWT above the surrounding Bengal basin basement mapped immediately westwards (figure V-11). The ridge topography is strongly attenuated and progressively disappears northward. Nevertheless, in detail some onlaps are still observable on this smooth basement high (figure V-10).

One of the most characteristic features north of 19°N is the rise of folds in the eastern part of the survey (figure V-10). Two simple symmetric folds affect the whole sedimentary pile. The basement is unaffected by this folding, indicating the presence of a decollement and disharmonic layer just at the volcanic-sedimentary interface. Along this part of the wedge we have not observed outward progressive deformation into the folds neither piggy-back basins, nor fanning structures. This indicates a very recent folding that controls the present coastline. This folding is characteristic of the Indo-Burmese wedge westernmost unit described by [Maurin and Rangin \(2009\)](#).

The first sign of the fast westward propagation of the Indo-Burmese wedge was observed in the place where the ridge is vanishing or is even absent. The wedge propagation is here characterised by detachment folds sub parallel to the present coastline.





**Figure V-10:** Seismic lines M-05, M-06, and M-09 from the MARTABAN 2005 cruise. Below each line are presented their respective simplified interpretation. All these lines are situated at the northern end of the survey. They image the nose of the 90°E ridge and the two recent folds that are the southern most evidences of deformation associated with the outer Indo Burmese Wedge westward propagation. The three lines are located as bold line in the map.

## II. Discussion and conclusion

On the basis of these two new deep penetrations seismic surveys conducted in the North western Bay of Bengal, we have tried to demonstrate the presence of a NS elongated crustal high between 14°N and 20°N along the Indo-Burmese plate boundary. We were able to differentiate the topography induced by the plate bulge from the original roughness of the volcanic basement acquired before blanketing by the sediments of the Bengal basin. This crustal relief is interpreted as the northward continuation of the 90°E ridge. The latter was easily previously traced on the bathymetry up to the latitude of Andaman Island (12°N) and is hereafter present below the Bengal fan sedimentary cover up to 20°N.

Using the velocity law presented in [figure V-3](#), we have drawn a depth map of this ridge ([figure V-11](#)). This basement high we have contoured is internally characterised by pervasive dipping reflectors as imaged on our seismic lines ([figure V-4, 6, 8 and 10](#)) interpreted as volcanic flows and local highs that could correspond to volcanic erupting centers.

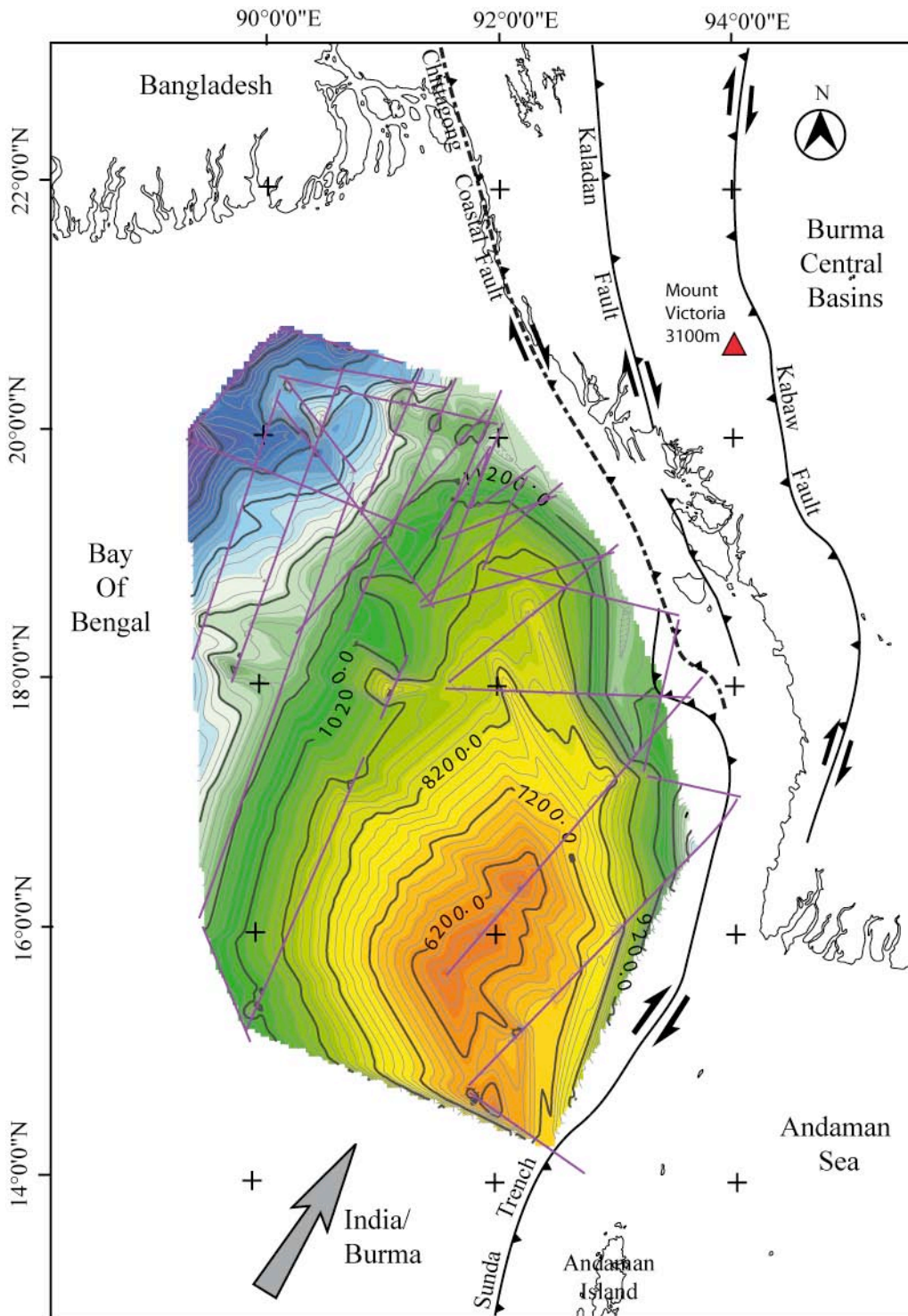
The impact of this ridge is highly variable along the Indo-Burmese plate boundary.

- South of 18°N, the Burmese active margin perfectly follows the eastern ridge flank ([figure V-11](#)). Also most of the major faults shaping the Indo-Burmese wedge follow this trend. In southern Burma the active margin is a narrow transpressive zone forming a narrow elongated ridge as proposed by [Nielsen et al. \(2004\)](#). The small shortening component is clearly expressed by the strong flexure of the ridge evidenced in this study by sedimentary fanning structures of post Miocene strata. Part of this shortening component might also be transmitted in the Myanmar Central Basins, a fore-arc basin inverted since late Miocene. Immediately west of this right-lateral transpressive shear zone, the volcanic ridge is a rather prominent high culminating at nearly 10km above the abyssal plain basement of the Bengal basin to the West.

- Contrarily, the northern segment of the Myanmar margin is a wide fold and thrust belt affected by both EW shortening and NS strike slip deformation. North of 19°N the leading edge of the wedge faces a poorly marked volcanic basement topographic here blanketed by a 12km thick sedimentary cover fed by the Bengal deep sea fan. This low ridge basement topography together with the thick sedimentary cover facilitates the fast westward propagation of the Indo-Burmese wedge. We claim that there is a strong correlation between basement topography and wedge propagation.

- A peculiar area is the transition between these two styles of deformation (between 18 and 19°N). Here, in the Ramree and Cheduba islands area, the deformation front swings N110°E ([Maurin and Rangin, 2009](#)) just in front of the 90°E ridge nose. Structural shallow duplexes compatible with a N20-30°E trending shortening axis affect the uppermost sediments offshore Cheduba. This shortening axis is sub-parallel to the India-Burma relative plate motion. Inland, within the core of the wedge and along this shortening axis, is present the Mount Victoria, the highest peak of the Indo-Burmese ranges (culminating at 3100m). The deepest and oldest rocks of the wedge are exposed there (Kampetlet schist, Triassic sandstones, [Bender et al, 1983](#)). In this most strongly uplifted part of the wedge, [Socquet et al \(2002\)](#) have described exhumed metamorphic rocks including blueschists.





**Figure V-11:** Depth map of the Northern end of the 90°E ridge. This map was obtained based on MARTABAN (2005) and BENGAL 3 (2007) deep seismic reflection cruises (the purple lines indicate the seismic lines position). Red to Blue colours illustrates the shallowest to deepest part of the basement. Contours are plotted every 200 meters and annotated in meters. The main faults belonging to the Indo Burmese wedge are also plotted. Blind faults are indicating as dashed lines.

This last observation suggests that the impact of the 90°E ridge at the Indo-Burmese plate boundary have some significant effects far into the subduction zone. It could have enhanced the strongest uplift observed within the core of the Indo-Burmese wedge. We have compiled the seismicity from Engdahl (Engdahl, 2002), USGS (<http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/>) and Global CMT (<http://www.globalcmt.org/>) catalogues in order to assess the effect of the ridge deep into the subduction zone (figure V-12). Each of the three segments distinguished above have peculiar lower plate seismic signature. The southern segment is illustrated by lithospheric section a and b along which no active dipping slab is evidenced that confirms the dominant dextral strike-slip character of this margin segment. Along sections c and d, a progressively dipping slab is observed. Finally, sections e, f and g show the behaviour of a segmented slab. It is here composed of a rather flat first segment from 10 to 50km depth then a suddenly 40° dipping second segment at greater depth.

Both the margin and the deep subduction zone are segmented along strike following the impact or brushing of the 90°E ridge.

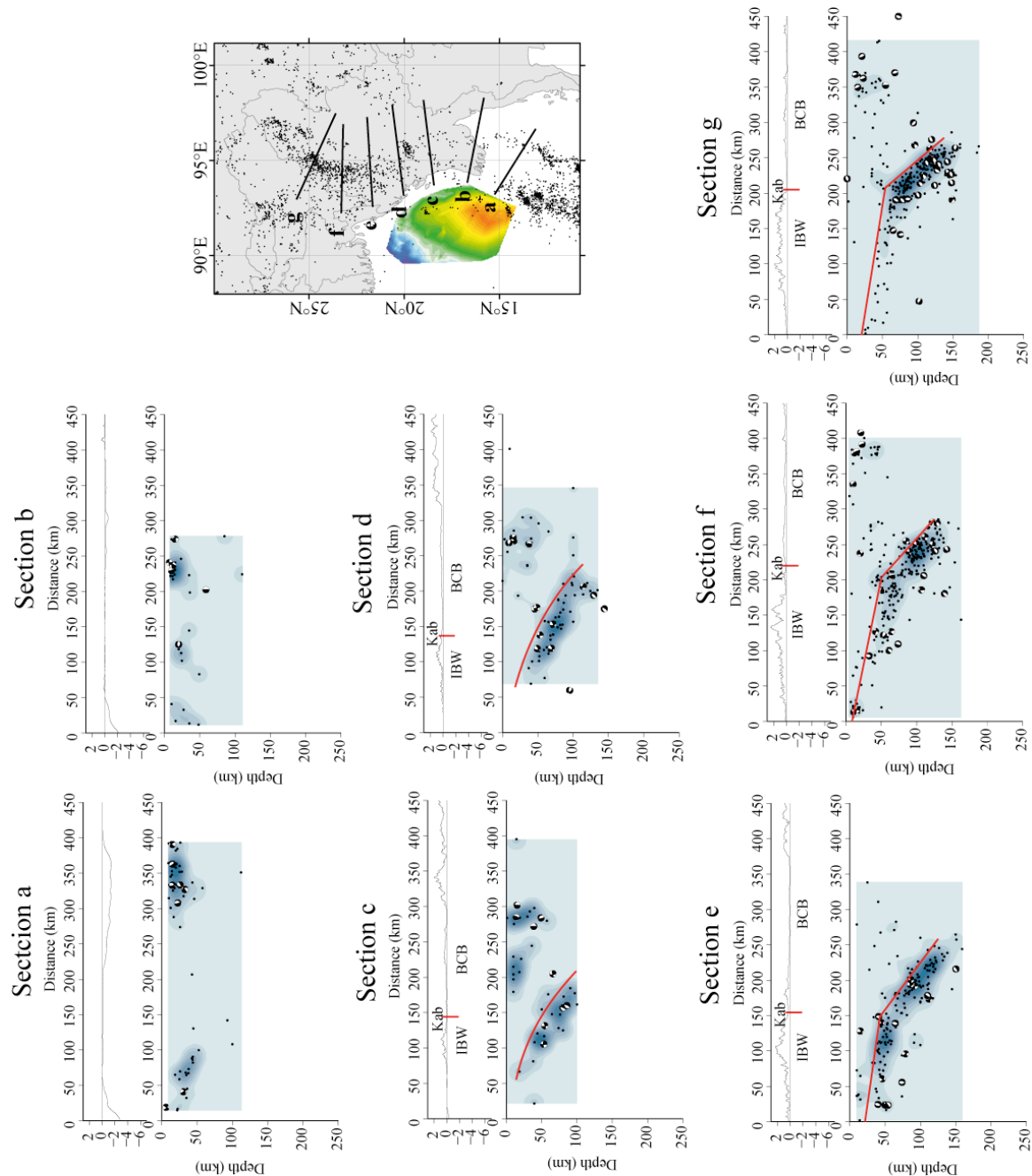
This study reveals that the impact of the 90°E asperity along the Myanmar margin depends on various factors:

- 1 - The India-Burma relative plate convergence: it is here sub-parallel to the axis of the ridge.
- 2 – The extension of the ridge, its roughness and elevation
- 3 – The initial shape of the margin

The first two points are evident. The ridge slides along the southern Myanmar margin and subducts north-eastward in the medium part of the margin. Also absence of the ridge into the north facilitates the propagation of the wedge into the thick sedimentary pile.

The last point remains questionable. We have no clear idea if this active margin was shaped by the impact of the ridge or at contrario if the geometry of this margin already existed before.





**Figure V-12:** Seismicity cross sections through the Indo-Burmese subduction zone based on the compilation of earthquakes from Engdahl (Engdahl, 1999), USGS (<http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/>), and Global CMT (<http://www.globalcmt.org/>) catalogs. The blue color scale indicates the density of earthquakes in the section. The red lines underline the shape of the slab. IBW = Indo-Burmese Wedge, BCB = Burma Central Basin. Kab = Kabaw fault. The topography is also represented above each section with a 10x vertical exaggeration. Sections a and b belong to the southern segment, sections c and d belong to the central segments and section e, f and g belong to the northern segment (see text for details).

# **Chapitre VI: Effet de la superposition d'un flux crustal**

<b><i>I. Effects of the East-Tibetan flow on Burmese tectonics</i></b> .....	<b>198</b>
<b>Abstract:</b> .....	<b>198</b>
<b>Introduction</b> .....	<b>199</b>
<b>1. Tectonic setting</b> .....	<b>200</b>
<b>2. Dataset</b> .....	<b>201</b>
<b>3. The Tibet-Himalayan collapse</b> .....	<b>202</b>
<b>4. Clockwise rotating flow around the eastern Himalayan syntaxis</b> .....	<b>203</b>
<b>5. Effect of the East Tibetan flow on Burmese tectonics</b> .....	<b>204</b>
a. The Sagaing Fault.....	204
b. The Myanmar Central Basins.....	205
c. The Indo Burmese wedge .....	206
d. The subduction zone .....	207
<b>6. Discussion</b> .....	<b>208</b>
<b><i>II. Conclusion</i></b> .....	<b>209</b>





## **I. Effects of the East-Tibetan flow on Burmese tectonics**

(Article soumis pour publication dans la revue « Earth and Planetary Science Letters »)

Thomas Maurin, Claude Rangin

Collège de France, chaire de géodynamique, CEREGE, CNRS, Aix en Provence, France.  
Contact: [maurin@cdf.u-3mrs.fr](mailto:maurin@cdf.u-3mrs.fr)

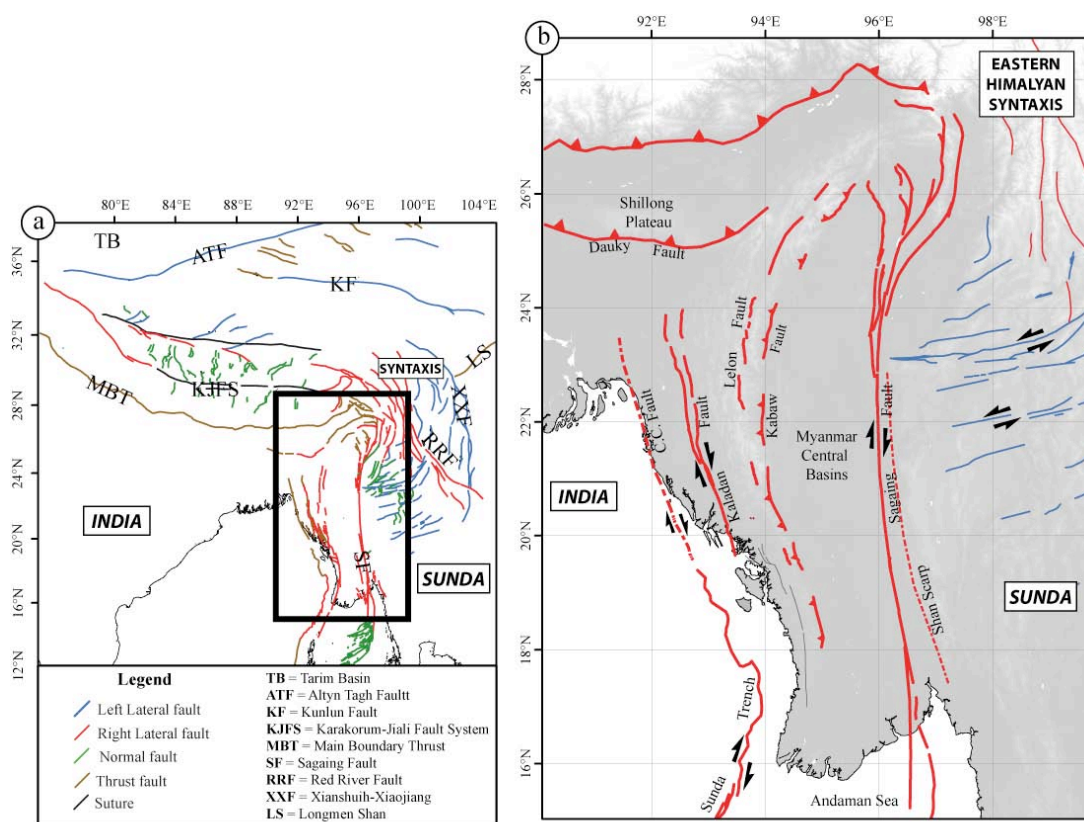
### *1. Abstract:*

It is now widely accepted that deformation in Tibet can be better described in term of flow. The mechanism responsible for this flow is still not very well understood. A simple but well constrained interpolation of surface GPS velocities gives access to various properties of the flow. We found out that the East-West extension in southern Tibet, the transpressive left-lateral shearing in the eastern Himalayan syntaxis and the East-West shortening within the Burmese microplate are at least in part related to the Tibet-Himlayan gravity collapse. It was previously shown that deformation enhanced by this collapse is well described by fluid flow equations. We propose two conceptual models in both of which the flow is at a crustal scale but can be produced by either the surface topography alone or by the slope of a detachment layer located at the contact between the Himlayan crust and the subducted Indian crust.

## 2. Introduction

The Indian plate can be considered as a rigid plate moving northward toward Eurasia (Kreemer et al., 2003; Socquet et al., 2006; Jade et al., 2007). The Tibet plateau was formed as a result of the India-Eurasia plate collision. Major East-West strike slip faults, such as the Altyn Tagh and the Kunlun faults (Figure VI-1a), accommodate the eastward extrusion of Tibet. It is now widely accepted that, despite these major structures, the deformation in Tibet is more likely to be diffuse. Recent studies still attempted to model the Tibet deformation with a rigid bloc extrusion model, based on GPS data, but such model required up to 17 blocs in order to fit properly the GPS velocities (Meade et al., 2007). Using the same GPS dataset Zhang et al. (2004) conclude that the deformation is definitely better described in terms of flow.

The concept of flow was introduced by Vilotte et al. (1986) in order to describe the deformation in Tibet. Carter et al. (1987) have studied the flow property of continental lithosphere based on empirically-determined steady-state flow properties of some common crystalline rocks. As a result, the lithosphere is able to flow at specific depths: 10-15km, 20-28km and 25-40km depending critically on the tectonic province. Royden (1996) discussed vertical partitioning produced by a low viscosity layer within the lower crust in convergent orogens. This low viscosity layer is able to flow. The lower crustal flow model has been recently used to describe the deformation affecting the whole Tibet (Burchfiel, 2004; Schoenbohm et al., 2006). Around the eastern Himalayan syntaxis, the strain field displays a rotating pattern that was also described in terms of flow (Ratschbacher et al., 1996; Zhang et al., 2004; Enkelmann et al., 2006; Copley and McKenzie, 2007).



**Figure VI-1:** Tectonic context of the present study. **a.** Tectonic structures in Tibet and surroundings. **b.** Major tectonic features in Myanmar.

It seems that the flowing pattern of deformation in Tibet is now widely accepted. Two questions remain unsolved: the depth of the decoupling level and the driving forces. Based on SKS splitting data analysis, some authors are in favour of a coupled lithosphere model (Wang et al., 2008) whereas others, using the same kind data, are in favour of a crust-mantle decoupling model (Flesh et al., 2005). Concerning the driving forces, some evoke the convergence forces themselves (Royden, 1996) and others argue that the gravity collapse of Tibet is responsible (Copley and McKenzie, 2007).

Based on the analysis, in terms of flow, of a surface velocity field obtained from available GPS data, we will therein propose a model in which the flow is enhanced by the gravity collapse of Tibet above the underlying subducted Indian crust. Our model implies significant effects on Burmese tectonics that can be easily identified.

### 3. Tectonic setting

The India-Sunda hyper-oblique convergence is responsible for the individualisation of the Burmese microplate by the way of strain partitioning. This microplate is detached from the Sunda plate by the right lateral strike slip Sagaing fault (figure VI-1b) (Curry, 1979; Le Dain et al., 1984; Guzman Speciale et Ni, 1996). Southward, the Sagaing fault is connected to the Andaman rift. The onset of seafloor spreading in the Andaman rift (Chamot Rooke et al., 2001; Raju et al., 2004) provides a minimum age for the Sagaing fault: 4.5Ma. The onset of rifting in Mid Miocene (Raju et al., 2004) can be considered as the maximum age. An instantaneous slip rate of 18mm/yr was obtained by geodetic measurements in its central part (Vigny et al., 2003). It is only two thirds of what would be expected from a fully partitioned system. Consequently, the Indo-Burmese plate convergence remains significantly oblique (Nielsen et al., 2004; Socquet et al., 2006).

The Indo Burmese Range was recognised as a wedge resulting from the oblique subduction of the Bengal crust (part of the Indian plate) beneath the Burmese microplate (Nandy, 1986; Acharya et al., 1990; Vanek et al., 1990, Nielsen et al., 2004). It presently propagates westward along the Dauky Fault (figure VI-1b) that bounds to the south the Shillong Plateau (Maurin and Rangin, 2009). The core of the wedge, between the Kabaw Fault and the Lelon Fault (figure VI-1b), is made of undated high grade metamorphic rocks (Socquet et al., 2002), tectonically imbricated with Mesozoic ophiolites and sedimentary sequences ranging from Late Triassic to Late Cretaceous (Bender, 1983). The Inner Indo-Burman Wedge, between the Lelon fault and the Kaladan Fault (figure VI-1b), is composed of Eocene (Oligocene?) flyschs affected by N/S trending strike slip right faults (Maurin and Rangin, 2009). The Outer Indo-Burman Wedge, west of the Kaladan Fault (figure VI-1b), is made of Neogene's clastic sequences affected by folds and thrusts mainly striking N160E-N170E. Sediments in the Outer Indo-Burman Wedge range from Lower Miocene submarine deposits, Upper Miocene shelfal deposits to Plio-Pleistocene fluvial deposits (Maurin and Rangin, 2009). The main process responsible for the Indo Burmese wedge growth is right lateral shearing induced by the Indian plate oblique convergence.

Between the Sagaing fault and the Indo-Burman wedge lies the Myanmar central basins (figure VI-1b). It is a series of Cenozoic basins (Rangin et al., 1999) filled-up with 15 km of Eocene to Pliocene sediments. These basins are generally interpreted as fore-arc or back-arc basins related to the Cenozoic subduction of the Bengal crust beneath the Burmese microplate (Win, 1981). Alternatively, Rangin et al (1999) have shown that these basins have

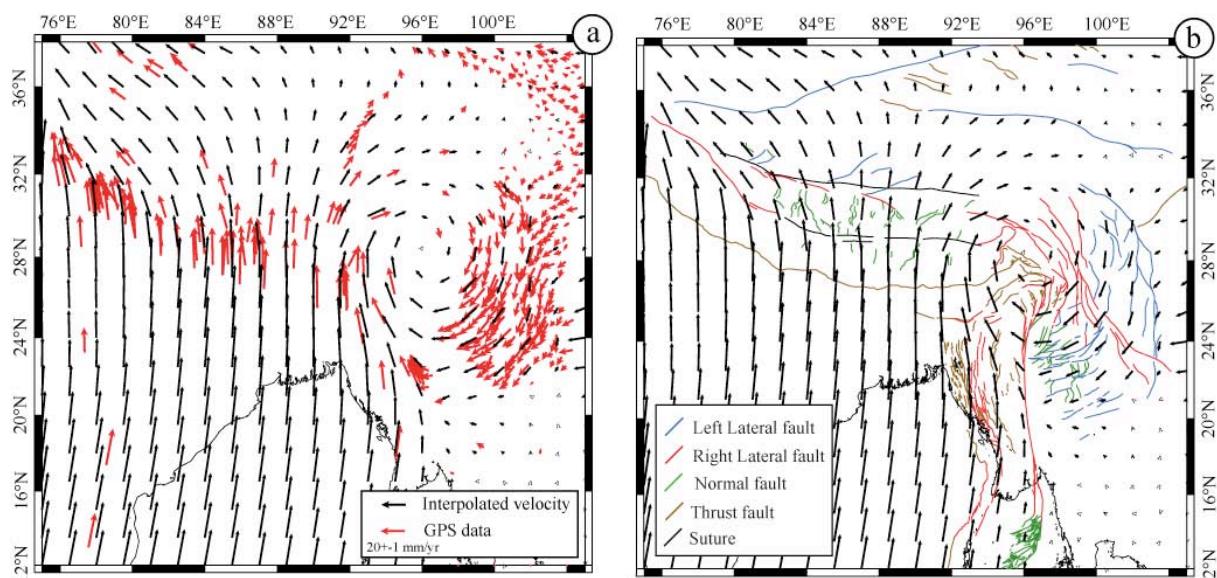
a pull apart geometry in close relationship with major Cenozoic dextral shear along the Shan Scarp Fault (figure VI-1b), a pre-Sagaing Fault system in central Burma (Bertrand et al., 2003). These sub-meridian Cenozoic basins were tectonically inverted and deformed along a dextral transpressive shear zone during the Late Neogene (Pivnik et al., 1998). On the basis of fission track data, Trevena et al. (1991) proposed that the basin's inversion started at 10Ma and accelerated with a major uplift event during Plio-Pleistocene. The Myanmar Central Basins tectonic inversion could be related to the major plate reorganisation that followed the splitting of the Indian and Australian plate (Bertrand et al., 2003). This major tectonic event was recognised in the equatorial Indian Ocean and dated Latest Miocene in age (~8-10Ma) (Gordon et al., 1998; Krishna et al., 2001).

As a first guess, a simple mechanic model such as strain partitioning related to the India-Sunda, or India-Burma, oblique convergence can explain most of the main tectonic features in Myanmar. Nevertheless, we will show, in this paper, that some specific characteristics, that we will discuss, require another source of deformation.

#### 4. Dataset

We present a velocity field that was obtained by a simple Lagrangian-based interpolation (Figure VI-2). All the velocities from different sources (Vigny et al., 2003; Zhang et al., 2004; Jade et al., 2007) were rotated back to their initial ITRF 2000 reference frame.

Data were rotated to the Eurasian reference frame using the EURASIA/ITRF2000 pole from Kierulf et al. (2002) that was determined with 77 IGS sites, 9 permanent Norwegian sites and taking into account the postglacial rebound. Finally all the data were rotated to the Sunda plate reference frame (Chamot-Rooke and Le Pichon, 1999) using the SUNDA/EURASIA rotation pole from Kreemer et al. (2003) determined by a combined analysis of GPS velocities and geological strain rate. The interpolation grid is a  $0.5^\circ$  square grid elements. For clarity, the velocity field was represented on a  $1.5^\circ$  grid. We force the interpolation to put null vectors in the supposedly stable Sunda Plate. 356 velocity vectors were used for the interpolation.

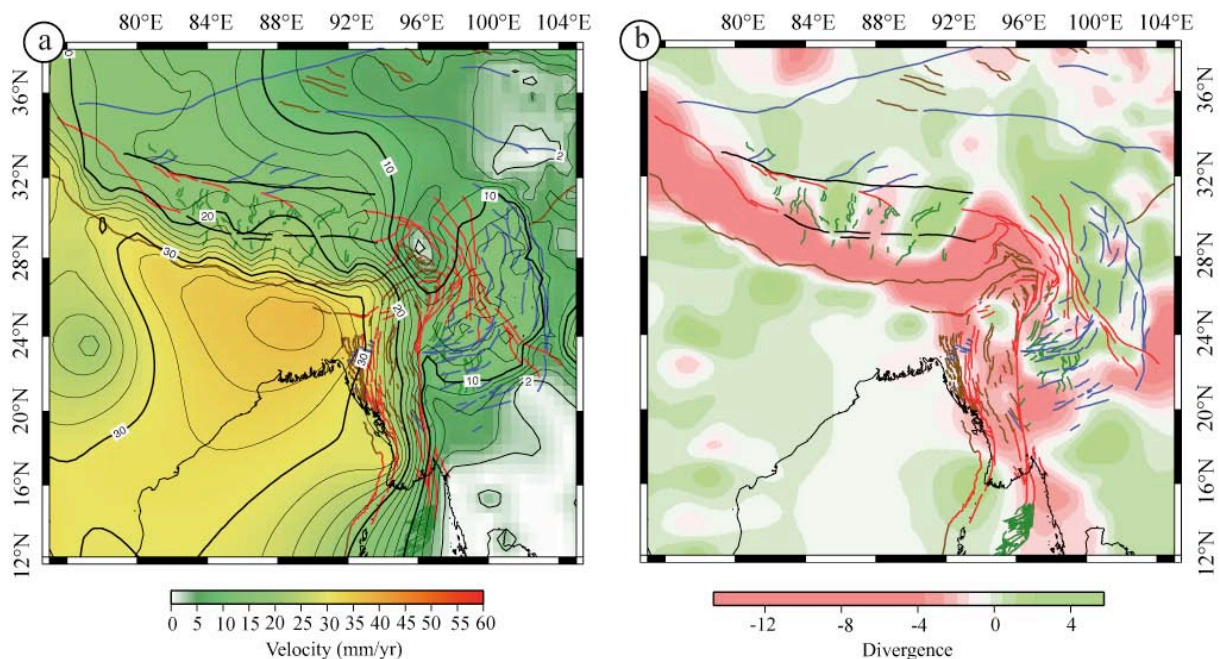


**Figure VI-2:** Surface velocity field, in the Sunda reference frame, obtained by a simple lagrangian based interpolation (see text for details). **a.** Velocity field compared with the data used (error ellipses have been removed for clarity). **b.** Velocity field compared with tectonic features. The remarkable alignment of velocities with left lateral strike-slip faults in the syntaxis suggest that the Sunda reference frame is most appropriate for studying deformation in the syntaxis.

The rms error between calculated and observed velocities is 0.076mm/yr for the North component and 0.125 for the East component which leads to a very good fit (figure 2a). The velocity field fits also very well the geological structures in the eastern Himalayan syntaxis (figure 2b). This result confirms that the Sunda reference frame is appropriate to study the deformation at the junction between the Burmese microplate, the Sunda plate and the Eastern Himalayan syntaxis.

### 5. The Tibet-Himalayan collapse

As a first glance, the surface divergence of a velocity field provides informations on the strain field. A negative divergence value illustrates decreasing surface and thus can be interpreted in term of shortening whereas a positive divergence value illustrates increasing surface and thus can be interpreted in term of extension. We have calculated such a surface divergence for our velocity field in order to describe the deformation throughout Tibet, Himalaya and adjacent regions (figure VI-3a).



**Figure VI-3** Calculations made on the surface velocity field and compared with a simplified structural map. **a.** Contour map of the velocity amplitude. It shows zero values in the Sunda plate used as a reference frame and a relatively constant velocity throughout the rigid Indian plate. It also shows a significant acceleration zone within the Eastern Himalayan syntaxis, bounded to the east by the Xianshuih-Xiaojiang Fault (see figure VI-1). **b.** Coloured map of the calculated surface divergence. Positive indicates increasing surface and thus can be interpreted as extension while negative divergence anomalies indicate decreasing surface and thus can be interpreted as shortening.

The Himalayan belt is very well illustrated by a long narrow shortening belt marked by a strong negative divergence anomaly. This belt is bounded southward by the Main Boundary Thrust and northward by the Indus-Tsangpo suture. The northward boundary of this negative anomaly is closely correlated to the northern end of Indian lithosphere below Asia deduced

from tomography studies (Li et al., 2008) and INDEPTH profile (Schulte-Pekum et al., 2005). It strongly suggests that surface deformation and shortening within Himalaya can be directly attributed to the northward motion of an underthrust Indian crust.

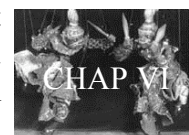
Just North of this shortening belt, we image two very well marked positive divergence anomalies that are North-South elongated (figure VI-3a). We interpret these two positive divergence anomalies as East-West trending extension related to the rift systems reported in southern Tibet. Three main North-South striking rift zones were observed on satellite imagery and confirmed by seismic activity (Mercier et al., 1987). From geological and geochronological data, the onset of this extensional complex is constrained to 18-13Ma (Coleman et al., 1995; Williams et al., 2001). Williams et al (2001) proposed that the age of this extension corresponds to the time when the potential energy of the plateau exceeded the convergent boundary forces. Such an interpretation was also proposed to explain the northern Taiwanese mountain collapse: The Taiwanese Mountains have started to collapse when it lost the compressional support from the converging plate after southward flipping of the subduction trench (Teng et al., 1996). As the Indian plate started to slow down, at 18-13Ma before splitting from the Australian plate at 8Ma (Gordon et al., 1990), the Tibet plateau might have lost the Indian compressional support and then started to collapse.

The Karakorum-Jiali right-lateral shear zone goes across the extensional zone (figure VI-2a and figure VI-3). The main active phase of this shear zone was from 18 to 12Ma (Lee et al., 2003), contemporaneously with the onset of the Tibetan collapse (18-13Ma). We propose that the flow resulting from the Tibet collapse is blocked southward by the intense shortening belt discussed before and guided eastward by the Karakorum-Jiali right lateral shear zone.

### 6. Clockwise rotating flow around the eastern Himalayan syntaxis

Eastward, guided by the Karakorum-Jiali shear zone, the flow reaches the eastern Himalayan syntaxis. Our velocity field suggests that the flow is rotating clockwise around the syntaxis (figure VI-2). Further east, between the syntaxis and the Longmen Shan (figure VI-1a), a narrow but significant positive divergence anomaly suggests the occurrence of significant extension (figure VI-3a). In fact extension and left lateral fault activity was described based on seismotectonic analysis by Holt et al. (1991). From field investigations, the deformation in the syntaxis can be interpreted in term of particle flow that accelerates within the neck formed by the Himalayan syntaxis and the Longmen Shan syntaxis (Ratschbacher et al., 1996). In figure 3b, we show that the velocity field derived from GPS data also shows this acceleration zone between the Longmen Shan and the Eastern Himalayan syntaxis. Gravity forces were invoked by Copley and McKenzie (2007) to model the surface velocities there. They have successfully used equations describing Newtonian fluid flow driven by topographically produced pressure gradient. The left lateral Xianshuih-Xiaojiang sinistral fault system bounds easterly the acceleration zone in the syntaxis (figure VI-3b). It follows precisely the 10 mm/yr contour (figure VI-3b) and it is strictly parallel to the vectors from our velocity field (figure VI-2b). We obtain 10mm/yr left lateral slip rate on the Xianshuih-Xiaojiang fault which is compatible with the 12+-4mm/yr slip rate estimated by King et al. (1997). The fault is active from 11 to 16Ma (Ratschbacher et al., 1996). Within this acceleration zone, a rapid cooling age at 13Ma and an initiation of rapid river incision at 13-9Ma are reported (Clark et al., 2005).

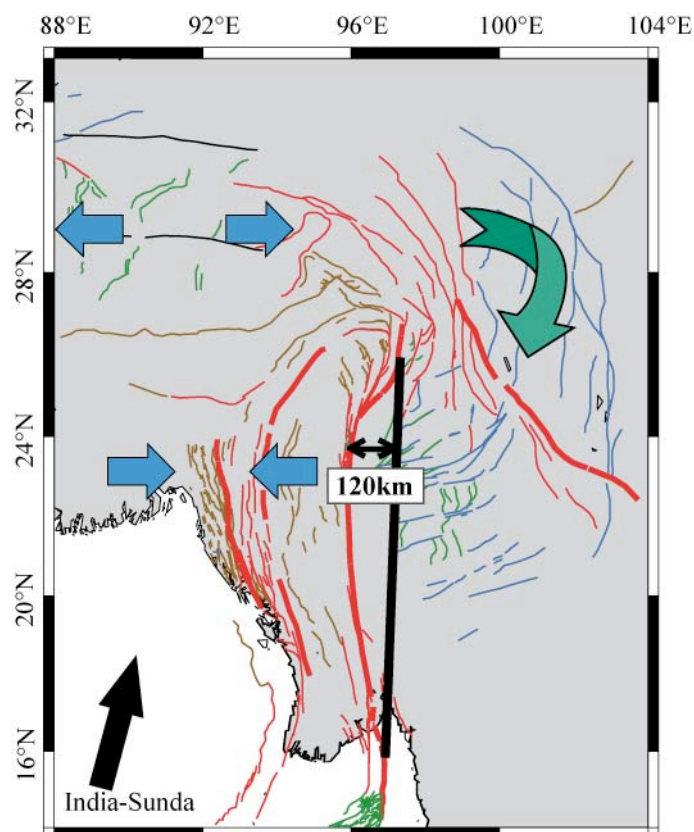
As for the Tibet gravity collapse, the velocity field around the eastern Himalayan syntaxis can be described in term of flow. This flow follows chronologically the onset of the Tibet



collapse. We propose that the flow observed around the eastern Himalayan syntaxis is enhanced by the Tibet gravity collapse, the Karakorum Jiali shear zone accommodates the flow transfer from Southern Tibet to the syntaxis.

### 7. Effect of the East Tibetan flow on Burmese tectonics

Some of the main tectonic features in the eastern Himalayan syntaxis are affected by the East-Tibetan flow. The Red River fault, activated during the early Cenozoic extrusion of Indochina, has been bent by 60km since 5Ma Burchfiel et al. (2004). The Gaoligong shear zone is suspected to be deflected since 8.4Ma by the left lateral fault system that accommodate the East Tibetan flow in the eastern Himalayan syntaxis (Wang et al., 2008). Our velocity field suggest that the flow is guided westward towards Myanmar. It is worthwhile to ask what the effects of this flow on Burmese tectonics are.



**Figure VI-4** Potential effects of the East Tibetan flow on the Burmese microplate: inflection of the whole microplate, westward deflection of the right lateral strike slip Sagaing fault East-West shortening along the western edge of the microplate.

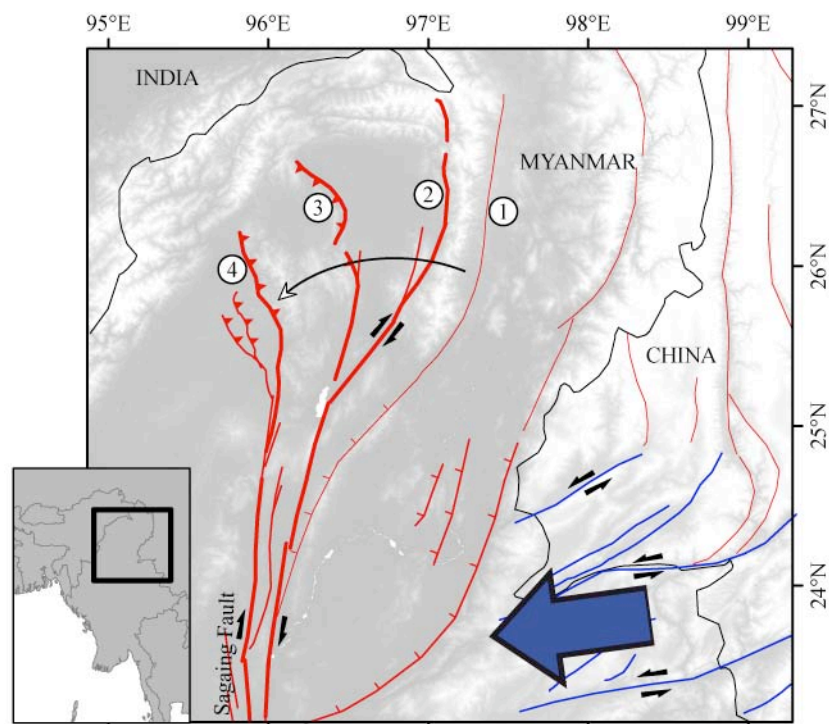
#### a. The Sagaing Fault

The Sagaing fault is gently deflected for 120km westward (Figure VI-4). We propose that this is the result of the East Tibetan flow. Along the Sagaing fault, our velocity field predicts a

maximum 12mm/yr west directed speed in the maximum bending area. The bending would then have started at about 10Ma (to produce the 120km bent) which is coeval to the onset of flow around the syntaxis as discuss previously.

The Sagaing fault ended to the north with four branches (Figure VI-5). Considering that the eastern one is no more active (no seismicity), we propose that it was abandoned as the Sagaing fault was deflected westward by the flow.

Based on geodetically monitoring of the fault in its central part, Vigny et al. (2003) noticed that the fault trace was offset westward with respect to the deep dislocation line. This offset could be the result of a west directed Tibetan flow that deflects the upper part of the fault with respect to its lower part. This also could be the result of a west directed flow.

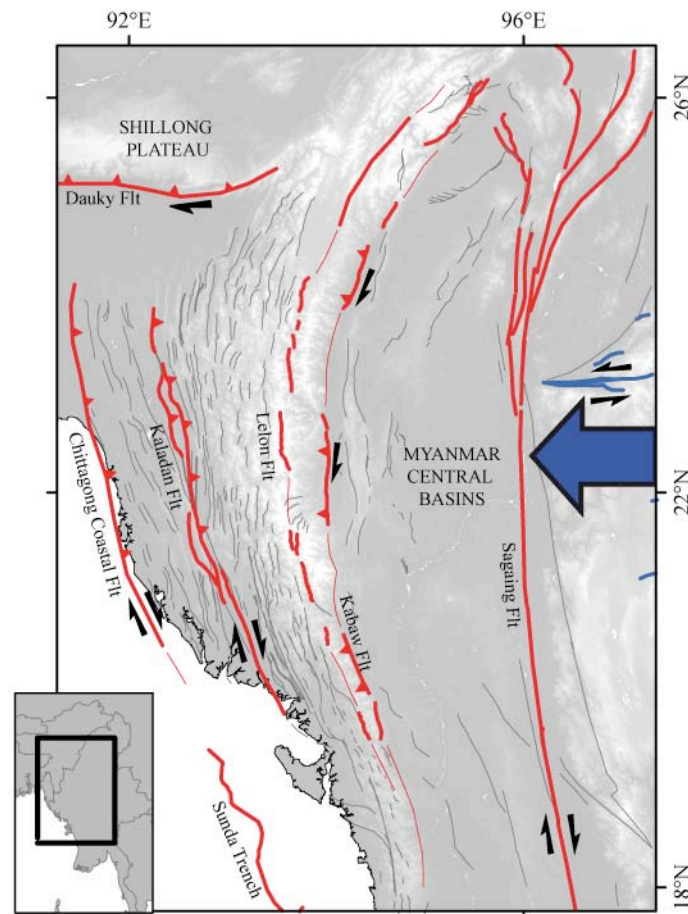


**Figure VI-5:** Westward shift of the Northern Sagaing fault as a result of the west directed Tibetan crustal flow. Thin lines are inactive faults and thick lines are active faults. Right lateral faults are in red colour and left lateral faults are in blue colour.

#### b. The Myanmar Central Basins

From satellite imagery, the axis structures formed during the inversion of the Myanmar Central Basin are close to parallel to the Indo Burmese ranges (Figure VI-6), id nearly North-South at 22°N. Furthermore, the inversion (10Ma) is contemporaneous with the flow activity around the eastern Himalyan syntaxis (9-13Ma). We propose that the EW compressive stress responsible for the fold growth in the Myanmar central basin is partly related to the west directed East Tibetan flow.





**Figure VI-6:** Westward bending of the Indo Burmese Wedge main structures as a result of the west directed Tibetan gravity crustal flow (white arrow). The major structures are in red (right lateral) and blue (left lateral) with their inferred continuation represented as thin lines. Minor structures are represented as thin grey lines.

### c. The Indo Burmese wedge

One of the intriguing characteristics of the Indo Burmese Wedge is its S-shape. First, considering that the East-West striking Shillong plateau acts as a buttress for the northward motion of India, one would have expected East-West trending folds in front of it but fold axes trend North-South and are related to East-West compression (Maurin and Rangin, 2009). The whole wedge, including the Inner wedge and the metamorphic core of the wedge, is S-shaped (Figure VI-4 and VI-6). Some authors have proposed that the Burmese sliver-plate was buttressed to the North and consequently widened producing this S-shape (Beck et al., 1993; Nielsen et al., 2004). Others proposed that this S-shape is produced by the collapse of the range that can be modelled as a flow (Copley and McKenzie, 2007).

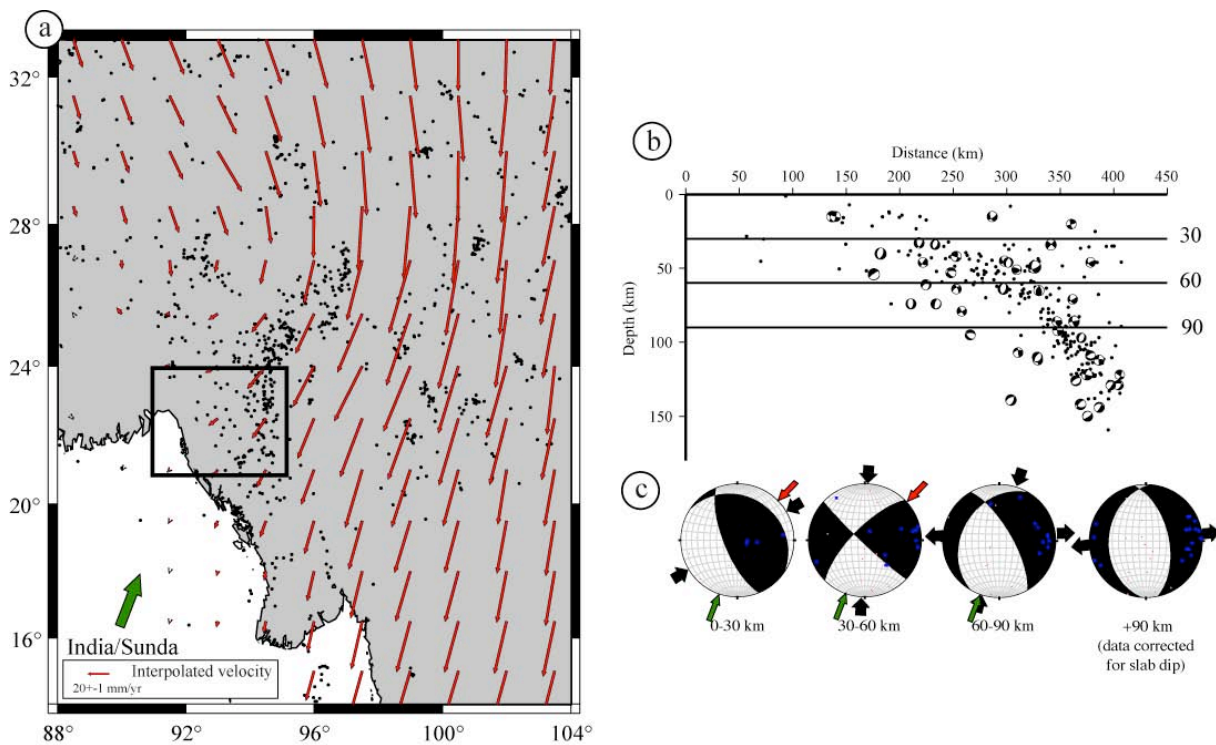
We noticed that the maximum bending of the range occurs at the same latitude as that of the maximum bending of the Sagaing Fault and the maximum west directed flow from Tibet (Figure VI-6). We propose that the west directed East Tibetan flow provides an additional force that induced bending of the whole microplate towards the subduction zone that can be considered as a free boundary.

#### d. The subduction zone

If the bending of the microplate is really induced by a west directed additional force, the subduction zone must be affected and the maximum stress axis azimuth should exhibit a component related to this west directed flow. In order to establish some links between the west directed flow and the deformation at the subduction zone we look at the seismicity.

The slab is bended the same way as the whole Burmese microplate (Satyabala, 1998). Additionally, the longest part of the slab, underlined by the seismicity, is found between 22 and 24°N (figure VI-7). These latitudes are also those of maximum west directed flow coming from the syntaxis (Figure VI-2 and VI-3).

At depth greater than 30km, the P-axis reflect the India-Sunda relative plate motion (Le Dain et al., 1984; Guzman speziale an Ni, 1996) and significantly differs from the surface velocity field. Using up-to-date data from USGS and NEIC catalogue, we observed that P-Axis of earthquakes occurring at shallowest levels (<30km) are correlated to the surface velocity field and show directions significantly different from the deepest (figure VI-7). This suggest vertical decoupled deformation. The upper deformation (above 30km) could enhanced by the East Tibetan flow whereas the lower deformation is mostly attributed to the Indian plate convergence.



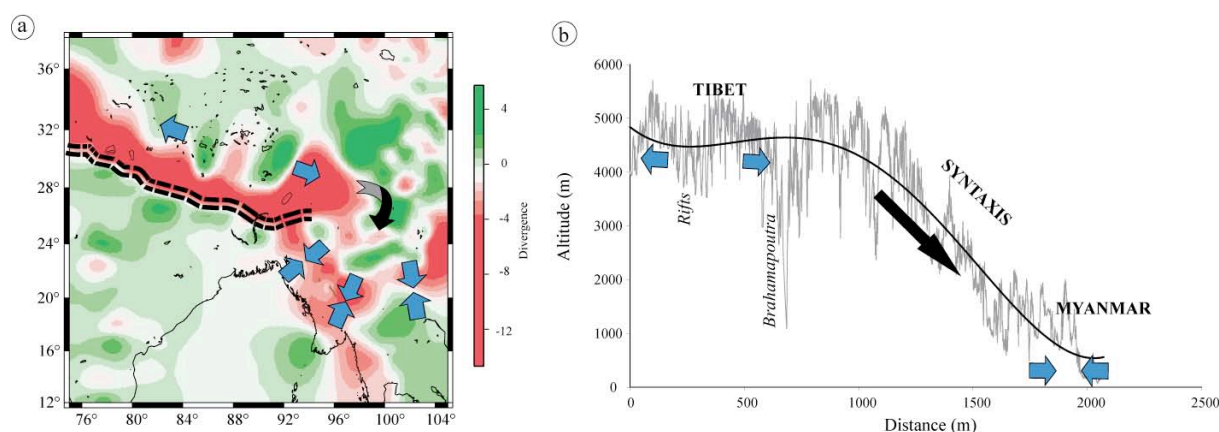
**Figure VI-7:** Effect of the flow at the subduction zone. **a.** Velocity field in the Indian reference frame. The green arrow shows the India-Sunda plate motion. Black dots represent earthquakes from the USGS catalogue. **b.** East West cross-section of the seismicity made through the sector located in the map. Focal mechanisms, also in cross section view, are from the Global CMT catalogue. **c.** Virtual focal mechanisms obtained by the compilation of P and T axis at different depth intervals within the sector located in the map. They show the mean state of stress in the subduction zone at various depth. This mean state of stress is compared to the relative plate motion (green arrow) and to the surface velocity field (red arrow). The deepest P and T axis have been corrected for the slab dip (40° rotation). The shallowest state of stress (0-30km) is close to the surface velocity field whereas the deepest state of stress (30-90km) is closer to the relative plate motion.

## 8. Discussion

We have highlighted some possible chronological relationship between the deformation in Southern Tibet, in the eastern Himalayan syntaxis and in Myanmar. We propose a process in which the Southern Tibet is simply collapsing and flowing towards the free boundaries. This flow can be gravitationally driven, as formerly proposed by [Copley and Mc Kenzie \(2007\)](#). These authors suggest that some diffusive creep could be produced within the crust by either increasing temperature (in a case of thickened crust or increasing heat flux) or by water assisted mass transfert (for turbidic shales and sandstones). Fluid flow equations fit efficiently the surface velocity field.

The surface topography can be responsible for a significant part of the gravitational forces. Figure 8b shows a topography profile from southern Tibet to Myanmar by the way of the Eastern Himalayan syntaxis. This profile follows the flow as describe in this paper. The highest part of the profile is affected by extension (the rift system of southern Tibet), the steepest slop is the place of mass acceleration combined with extension (transpressive left lateral faulting in the syntaxis), and the base of the slop is the place of shortening.

The calculated surface divergence shows a continuous arcuate negative anomaly south of the syntaxis that can be interpreted as the base-of-slop radial shortening area resulting from the Tibet collapse ([figure VI-8](#)). This zone is rather continuous through the Sunda-Burma plate boundary and overlaps the northern half of Myanmar. It implies that this gravity flow process is superimposed to the plate tectonic process. Both processes can interact, as we have seen in the Burmese tectonics, where most of the tectonic features are formerly produced by the India-Burma plate convergence but subsequently deflected by the East Tibetan flow. This has also been proposed for the Red River fault, formerly produced by the extrusion process, and further deflected by the crustal flow ([Burchfiel et al., 2004](#)).

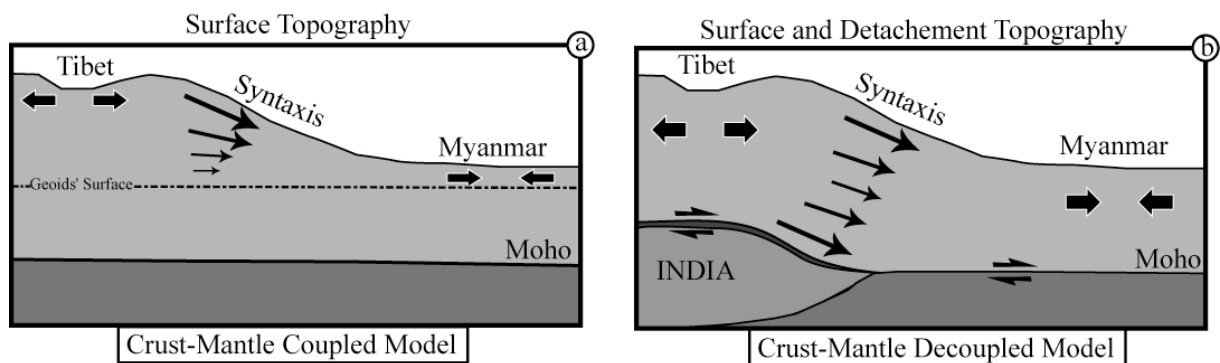


**Figure VI-8:** The gravity collapse concept. **a.** Map of the interpreted surface divergence. Extension is evidenced in Southern Tibet and Himalaya by three North south elongated positive divergence anomalies. An arcuate negative divergence anomaly suggest radial shortening south of the Eastern Himalayan syntaxis. **b.** Topographical cross section from Southern Tibet to Myanmar through the syntaxis. It shows that extension is found in the highest part of the system, acceleration combined with extension is found along the steepest slope and shortening is found at the base of the slop, in Myanmar. This pattern strongly suggests gravity driven deformation al through the system.

We propose two conceptual models:

a - The gravitational forces originate from the surface topography only. This force is then progressively attenuated down to the 0-potential energy level (figure VI-9a). In such a model, there is no need for a detachment level. The flow is just progressively attenuated downward.

b - Gravity collapse is enhanced by the slope of a detachment layer. What could be this detachment layer? In Southern Tibet and Himalaya, the normal faults responsible for the East-West extension may not extend deeper than the subducting Indian crust because this one is continuously moving northward. The Indian crust is present below the Himalaya and southern Tibet as demonstrated by tomographic data (Li et al., 2008) and INDEPTH profile (Schulte-Pekum et al., 2005). In fact, this underlying crust is absent in the syntaxis. It has been shown that part of the subducted crust was incorporated to the overlying Himalaya by the way of a well imaged shear zone within the Indian crust (Schulte-Pekum et al., 2005). This shear zone may also act as a detachment layer between the eastward flow of Tibet-Himalayan crust and the underlying Indian crust. As the Indian crust disappears eastward, the detachment level is consequently plunging to the east (figure VI-9b). This topography of the detachment level maintains the gravity collapse of Tibet-Himalaya (figure VI-9b).



**Figure VI-9:** Two proposed conceptual models. **a.** Coupled model. The gravity crustal flow is only produced by the surface topography and progressively attenuated through the crust down to the geoids' surface (or sea level surface). **b.** Decoupled model. The gravity crustal flow is produced by slope on the detachment level that is situated at the junction between the Himalayan crust and the Indian crust. Below the syntaxis and below Myanmar, the flow most probably uses the Moho mechanical discontinuity as a potential detachment level.



## II. Conclusion

We have shown some possible relationship between Late Cenozoic tectonic events in Southern Tibet, in the Eastern Himalayan syntaxis and in Myanmar. We describe this relationship in term of gravitationally driven crustal flow. A simple surface velocities interpolation is able to image clearly this crustal flow. It might have been initiated after the Indian-Australian plate splitting, as Tibet lost the compressional support of India and began to collapse. We proposed two conceptual models in both of which the flow is at a crustal scale but can be produced by either the surface topography alone or by the slope of the detachment level located at the contact between Himalayan and Indian crust.

In Myanmar, and in the syntaxis, the gravity process interacts with the plate tectonic process. In other words, some tectonic features formerly initiated by the plate convergence forces are subsequently deflected by the crustal flow.

These conceptual models require further modelling but give, at least, a consistent picture of gravity driven deformation in Eastern Himalaya and surroundings. It suggests that gravity forces are much more important than previously stated and that they should not be neglected in any analysis of strain field from surface data such as geodetic data.

## **PARTIE 4: DISCUSSION ET CONCLUSION**



# ***Discussion: Initiation et évolution de la subduction Indo-Birmane***

## **I. Les nouveaux éléments apportés par ce travail**

Cette thèse a mis en lumière de nombreux aspects de la déformation à la frontière de plaque Indo-Birmane dans sa partie septentrionale qu'il convient de prendre en compte dans une analyse cohérente de l'histoire de cette zone de subduction. Je vais ici reprendre ces éléments dans l'ordre de leur discussion dans ce mémoire :

- La croûte du bassin du Bengale est océanique. Elle a été formée depuis 133Ma.
- La ride de 90°E est la trace du point chaud de Kerguelen. Celui-ci se trouvait vraisemblablement au centre d'expansion océanique à 100Ma. La ride s'est formée en même temps que la croûte océanique environnante.
- En définitive, la croûte du Bengale est hautement hétérogène. Elle est parcourue par de nombreuses zones de fractures se regroupant en deux familles : l'une orientée NW-SE, d'âge Crétacé inférieur (133-100Ma), l'autre orientée N-S, d'âge Crétacé supérieur (> 100Ma).
- La zone de subduction est caractérisée par un slab de 450km de long. Ce slab est cisailé entre les lithosphères indienne et birmane dans sa partie supérieure. Dans sa partie inférieure il s'étire.
- Les fractures océaniques passées en subduction peuvent localiser la déformation dans ce slab. Elles localisent la flexure du slab et peuvent en provoquer le détachement.
- Le prisme indo birman a été construit en contexte de convergence oblique. On y observe clairement un partitionnement de la déformation.
- La partie externe du prisme s'est propagée très rapidement vers l'Ouest depuis 2Ma. Elle est guidée au Nord par le chevauchement du Shillong vers le Sud. Sa propagation a été favorisée par la présence d'une grande quantité de sédiments dans le bassin du Sylhet et dans le delta du Brahmapoutre flexurés au sud de ce chevauchement néogène.
- La ride de 90°E au contraire limite au Sud la propagation de ce prisme externe. Bien que n'étant pas une hétérogénéité rhéologique majeure, cette ride forme un relief significatif dans la croûte océanique qui contraint fortement la géométrie du front de déformation.
- Le flux crustal Est-Tibétain d'origine gravitaire se superpose à la tectonique des plaques. En quelques sortes, la force de volume se superpose aux forces de surface. Le flux est issu de l'effondrement de l'Himalaya au dessus de la croûte Indienne passée en subduction.
- Ce flux ajoute une force significative venant de l'Est qui infléchit et fait déborder le front de la microplaque birmane vers l'Ouest. Cet infléchissement est maximum aux latitudes comprises entre le plateau du Shillong et l'apex septentrional de la ride 90°E.





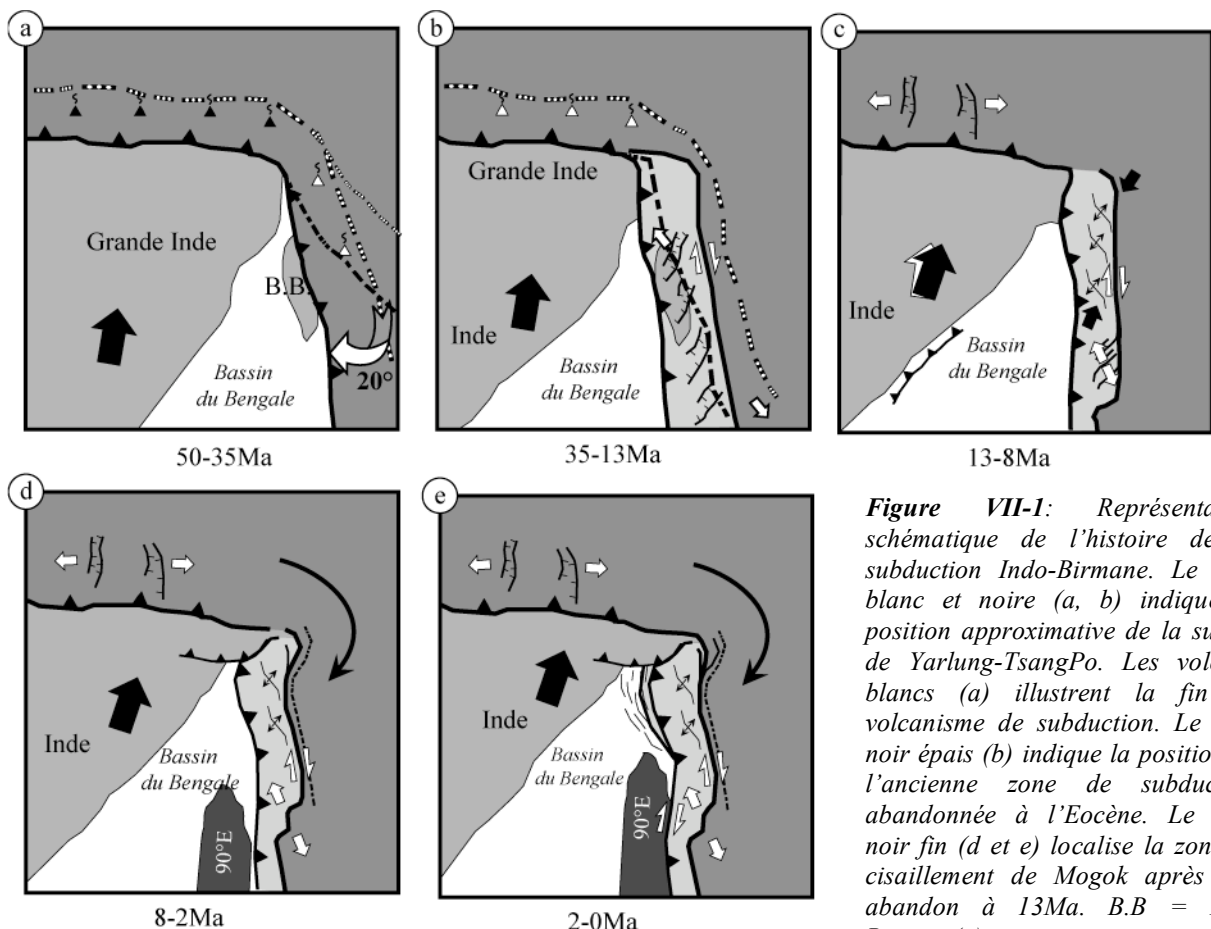
Malgré tout nos efforts il n'a pas été possible de contraindre l'âge d'initiation de la subduction. A ce titre, la datation de la déformation observée dans les zones interne du prisme serait déterminante. En l'absence de telles données je ne peux que proposer un scénario qui devra leur être confronté ultérieurement. Je vais discuter mes résultats dans le cadre de ce scénario.

## II. Discussion autour d'un scénario d'évolution de la subduction Indo-Birmane

### 1. Scénario :

- 1) L'actuelle microplaque birmane est le résultat de l'amalgamation de plusieurs micro continents depuis le Crétacé supérieur (Acharya et al., 2006). Le premier de ces microblocs est probablement l'équivalent du bloc de Lhasa. Depuis le Crétacé supérieur, l'océan Téthys subduite sous ce bloc. La subduction a induit le volcanisme de subduction du Massif de Wuntho et de la zone de Tengchong (Yunnan, Chine). Cette hypothèse est aussi appuyée par l'obduction d'ophiolites au Crétacé terminal en Birmanie (Acharya et al., 2006).
- 2) De la collision de l'Inde jusqu'à 35Ma, l'Indochine a subi une rotation horaire de 20° (Aihara et al., 2007) (figure VII-1a). L'obliquité sur la marge a donc significativement augmenté, provoquant l'arrêt du volcanisme de subduction (la convergence normale à la fosse est trop faible pour initier un « corner flow »). Dans la zone de Tengshong, il a été rapporté des indices de volcanisme lié à la rupture d'un slab à 40Ma (Xu et al., 2008). Acharya et al. (2006) décrivent la mise en place d'une ophiolite à l'Eocène en Birmanie matérialisé par la ceinture ophiolitique Ouest birmane le long de la chaîne Indo-Birmane. Ces éléments suggèrent qu'il a pu il y avoir un saut de la subduction à cette période capturant une partie de la plaque indienne. Il s'agit du deuxième microcontinent constituant l'actuelle microplaque birmane. A partir de là, la déformation devait être partitionnée. La composante de cisaillement dextre parallèle à la marge était accommodée le long de l'actuelle ceinture métamorphique de Mogok par une transtension dextre. La composante compressive normale à la marge devait être entièrement accommodée sur la fosse de subduction. Les bassins centraux birmans se sont ouverts en échelon sur le cisaillement dextre du Shan Scarp (figure VII-1a). A cette époque, la croûte océanique qui entre en subduction est recouverte de moins d'1 km de sédiments. Les conditions sont réunies pour en faire une subduction érosive.
- 3) Pendant l'Oligocène, les sédiments du delta du Brahmapoutre entrent dans la zone de subduction. Un prisme commence à se former.
- 4) Au Miocène inférieur, l'Himalaya commence à s'effondrer (figure VII-1b), indiquant que la poussé de l'Inde ne suffit plus à le maintenir à son altitude. Cet événement préfigure la séparation Néogène Inde-Australie qui se fait déjà ressentir dans l'océan indien.

- 5) Au Miocène supérieur, le divorce Inde-Australie est consommé et le régime des contraintes change à la frontière de plaque Indo-Birmane (figure VII-1c). Le long de la marge Est indienne débute une inversion qui s'avorte aussitôt en raison de la présence d'une subduction à l'Ouest du bassin du Bengale qui localise la déformation. La composante normale à la fosse de subduction Indo-Birmane est sensiblement augmentée. Les bassins centraux birmanes sont inversés. Le bassin d'Andaman commence à s'ouvrir. Le Shan Scarp passe en régime transpressif et assure la transition entre le cisaillement transtensif de Mogok (actif de 37 à 13Ma) et le décrochement dextre de Sagaing (actif à partir de 5Ma). C'est peut être aussi à la suite de ces changements que le plateau du Shillong s'est soulevé rapidement depuis 2Ma.
- 6) La déformation décrochante dextre se localise ensuite le long de la faille de Sagaing à 4-5Ma en Birmanie. C'est aussi le début de l'océanisation dans la mer d'Andaman (figure VII-1d).
- 7) Enfin, depuis 2Ma, le prisme externe se propage rapidement vers l'Ouest, facilité par la grande quantité de sédiments dans le bassin du Sylhet, entre le plateau du Shillong au Nord et la ride de 90°E au Sud (figure VII-1e).
- 8) Superposé à cette tectonique, le flux crustal Himalayen, initié au Miocène inférieur, atteint la Birmanie au Miocène supérieur (figure VII-1d et 1e). Depuis cette période, la plaque birmane s'infléchit vers l'Est sous la contrainte de cette force de volume venant de l'Est. Le maximum d'infléchissement s'observe dans la zone libre de la subduction Indo-Birmane, entre le plateau du Shillong au Nord et la ride de 90°E au Sud.



**Figure VII-1:** Représentation schématique de l'histoire de la subduction Indo-Birmane. Le tiret blanc et noir (a, b) indique la position approximative de la suture de Yarlung-TsangPo. Les volcans blancs (a) illustrent la fin du volcanisme de subduction. Le tiret noir épais (b) indique la position de l'ancienne zone de subduction abandonnée à l'Eocène. Le tiret noir fin (d et e) localise la zone de cisaillement de Mogok après son abandon à 13Ma. B.B = Bloc Birman (a).

## 2. Discussion

### i. Confrontation à la cinématique:

Dans le cadre de ce scénario, la subduction Indo-Birmane aurait été initiée à l'Eocène. Une telle conclusion est supportée par les résultats de paléomagnétismes présentés en Annexe 1. Je vais maintenant confronter ce scénario à la cinématique des plaques.

Pour retrouver la quantité de raccourcissement imposée par un tel scénario, je dois faire plusieurs hypothèses :

1-Le mouvement actuel Inde-Sonde est extrapolable à 10Ma

2-La course de l'Inde n'a pas varié de plus de 5 à 10° au Miocène supérieur (figure I-5 de cette étude et Royer et al., 1989).

3-La vitesse de l'Inde n'a pas changé significativement depuis la collision, elle est restée autour de 40mm/a : cette hypothèse est confirmée par les reconstructions cinématiques sur la base d'anomalies magnétiques (Royer et al., 1989).

Les mouvements de l'Inde par rapport à la Sonde considérés dans ce calcul sont donc :

N10°E-N05°E à 36mm/a de 50Ma à 10Ma

N15°E à 36mm/a de 10Ma à l'actuel

Ces mouvements impliquent un raccourcissement cumulé (Est-Ouest) de 215 à 340km entre l'Inde et la Sonde depuis 50Ma. En ajoutant l'effet du flux crustal Est-Tibétain (nous avons vu au chapitre VI que le flux provoque l'infléchissement de 100km de la microplaque birmane depuis 10Ma), on obtient un raccourcissement de 315 à 440km. La longueur de slab obtenue par tomographie est de 450km (Van der Voo et al., 1999; Maury et al., 2004 ; Li et al., 2008). Considérant que le slab observé a du subir une part d'extension, on peut dire que notre scénario satisfait aux critères cinématiques.

Dans notre modèle, le flux crustal Est-Tibétain participe pour jusqu'à 20% du raccourcissement observé. Ce calcul, bien qu'approximatif, révèle l'importance de prendre en compte le flux dans toute tentative pour dresser un bilan de la déformation en Birmanie.

### ii. 10Ma : un âge clef ?

La grande majorité de la déformation observée en Birmanie date du Miocène supérieur (autour de 10Ma). On peut donc se demander si, après le saut de subduction de l'Eocène inférieur, une nouvelle frontière de plaque n'a pu se mettre en place au Miocène supérieur.

Le slab observé par tomographie n'est pas actif sismiquement en dessous de 150km. La sismicité montre l'étirement de ce slab sous 90km de profondeur. La longueur effective de slab est donc d'environ 90km. C'est exactement la quantité de raccourcissement que l'on attendrait pour une subduction débutant à 10Ma.

La plaque océanique a commencé à fléchir au Miocène supérieur. Si on admet qu'une telle flexion soit reliée à une subduction, alors elle fournit un argument supplémentaire à l'hypothèse de l'initiation d'une subduction à 10Ma.

Au dessus de 100km de profondeur, la résolution de la tomographie est discutable (Li et al., 2008). Elle ne peut donc imaginer une rupture dans le slab à de si faibles profondeurs. Il est tout à fait possible qu'il y ait en réalité deux slabs : un slab court datant du Miocène supérieur et l'autre, plus long, datant de l'Eocène.

---

Un saut de subduction à 10Ma paraît donc envisageable. Le précédent slab serait alors en train de se détacher. Il l'est d'ailleurs probablement déjà au Sud de la Birmanie. Considérant la forte hétérogénéité de la plaque plongeante, je propose que ce saut de subduction se soit produit le long d'une des nombreuses rides N-S qui parcourt la croûte océanique de l'océan indien à l'Est de la ride de 90°E.

Avec une telle hypothèse, la construction de la chaîne Indo-Birmane serait le résultat de deux subductions hyper-obliques successives : l'une à l'Eocène et l'autre au Miocène supérieur. Il s'agirait donc d'une construction biphasée comme l'est la déformation affectant la marge Est de la microplaque birmane (Bertrand et al., 2003).





# CONCLUSION

Ce travail de thèse avait pour objectif l'étude de l'évolution structurale Néogène de la zone de subduction Indo-Birmane le long d'un transect Terre-Mer. Trois processus différents contrôlant l'évolution de cette frontière de plaque ont été mis en évidence.

Le premier processus est le modèle mécanique simple de partitionnement de la déformation. La convergence hyper-oblique Inde-Sonde induit un tel partitionnement à plusieurs échelles. A l'échelle des plaques bien-sûr, avec l'individualisation de la microplaque birmane. Mais aussi à l'échelle du prisme, dans lequel on observe un décrochement dextre longitudinal dans les zones internes, et un raccourcissement normal à la marge dans les zones externes. Dans le détail, je qualifierais ce partitionnement dans le prisme de diffus. En effet, les structures du prisme externe sont parfois sigmoïdales et forment souvent des « pop-up » en réponse à une légère composante décrochante. Parallèlement, dans le prisme interne, les grandes failles longitudinales ont une légère composante chevauchante permettant la construction de la chaîne de l'Arakan.

A partir de données industrielles (sismique réflexion et puits) et d'observations géologiques de terrain, j'ai contraints l'âge de formation du prisme externe : inférieur à 2Ma. Sa rapide propagation depuis 2Ma a pu être déclenchée par la mise en place du bassin flexural du Sylhet, lui-même consécutif à l'activation Pliocène du chevauchement du Shillong. La propagation a pu être favorisée par la grande épaisseur de sédiments déposée sur la plaque plongeante (delta du Gange-Brahmapoutre).

Ainsi donc le prisme externe indo-birman est bordé au Nord par le plateau du Shillong. Grâce aux données de sismique réflexion que nous avons acquises lors des campagnes MARTABAN 2006 et BENGALÉ 2007, j'ai montré que la ride de 90°E se termine autour de 20°N. Le relief crustal qu'elle forme limite au Sud la propagation du prisme.

Le deuxième processus gouvernant l'évolution Néogène de la subduction Indo-Birmane est l'impacte de la ride de 90°E. Elle est entrée en collision avec la marge au Miocène terminale, comme l'atteste le début de son inflexion imagée par sismique réflexion et datée grâce à des données de puits. Dans toute la partie méridionale de la marge Indo-Birmane, la ride bloque la subduction. Elle n'autorise qu'une déformation décrochante dextre le long de son flanc Est. En conséquence aucun slab ne peut être observé sous la Birmanie, par la sismicité, à cette latitude. Dans un contexte de convergence plus frontale, les hétérogénéités de la plaque plongeante ne perturbent généralement pas la subduction. Ici, la ride oppose une résistance à la convergence des plaques et modèle le front de déformation. Elle semble être progressivement incorporée à la plaque supérieure par les décrochements qui se sont mis en place sur son flanc Est. J'ai d'ailleurs proposé qu'elle soit en cours d'incorporation autour de 15°N.

Certaines failles transformantes, formant des rides moins importantes à l'Est de la ride 90°E, sont en revanche déjà passées en subduction. Le slab sous la Birmanie semble fragilisé par ces hétérogénéités. A partir de l'étude de la sismicité, je propose qu'elles soient capables de localiser la flexure de ce slab voir même d'en provoquer le détachement.



Enfin, le troisième processus invoqué est l'impact du flux crustal Est-Tibétain. Ce flux provient de l'effondrement gravitaire du Tibet qui a probablement débuté au Miocène inférieur. Venant de l'Est, le flux crustal entre en collision avec la marge Orientale de la microplaque birmane (la faille de Sagaing). Celle-ci est alors infléchi vers l'Ouest de plus de 100km. Quel est le rôle de ce flux sur la construction du prisme Indo-Birman ? Participe-t-il à la propagation du prisme vers l'Ouest ? Voilà les questions que soulève la fin de ce travail. Les données GPS acquises récemment au Nord de la Birmanie apporteront des éléments essentiels dans la résolution de ces problèmes.

Ce travail a mis en évidence que le mécanisme simple de partitionnement de la déformation ne suffit pas à expliquer la tectonique en Birmanie. Plusieurs anomalies crustales (ride et flux) interagissent dans cette zone de cisaillement intense sur la bordure Est de l'Inde. Ainsi, la frontière de plaque cisailante entre l'Inde et la Sonde semble mobile, voir modelable, sous l'effet de ces anomalies. Le rôle de la ride de 90°E a été bien contraint par les données marines de sismique réflexion. En revanche, l'effet du flux crustal est encore mal compris. Cette nouvelle approche de la déformation enregistrée dans la région doit être contrainte dans le temps par des observations géologiques de terrain qui donnent accès à la déformation de la croûte profonde aujourd'hui exhumée. Elle doit aussi être confrontée aux propriétés de la lithosphère continentale en cours de déformation par le biais de modélisations.

# ***Bibliographie***

- Acharya, S.K., Mitra, N.D., 1986. Regional geology and tectonic setting of Northeast India and adjoining region. In: G.S.o.I. Memoirs (Editor), Geology of Nagaland ophiolite, pp. 6-12.
- Acharya, S.K., Mitra, N.D., 2006. Collisional emplacement history of the Naga-Andaman ophiolites and the position of the eastern Indian suture. *Journal Asian Earth Sciences*, 29: 229-242.
- Aihara, K. et al., 2007. Internal deformation of the Shan-Thai block inferred from paleomagnetism of Jurassic sedimentary rocks in Northern Thailand. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3 4): 530-541.
- Aitchison, J.C., Ali, J.R., Davis, A.M., 2007. When and where did India and Asia collide? *Journal of geophysical research*, 112: doi:10.1029/2006JB004706.
- Aki, K., Richards, P. , 1980. Quantitative seismology, theory and methods. In: Freeman (Editor), pp. 557.
- Alam, M., Alam, M.M., Curray, J.R., Chowdhury, M.L.R., Gani, M.R., 2003. An overview of the sedimentary geology of the Bengal Basin in relation to the regional tectonic framework and basin-fill history. *Sedimentary Geology*, 155: 179-208.
- Ammon, C.J., Chen Ji, Hong-Kie Thio, D. Robinson, Sidao Ni, V. Hjorleifsdottir, H. Kanamori, T. Lay, Shamita Das, Don Helmberger, G. Ichinose, J. Polet, D. Wald, 2005. Rupture Process of the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. *Science*, 308: 1133-1139.
- Argand, E., 1924. La tectonique de l'Asie, 13th International Geological Congress, Bruxelles, pp. 171.
- Banerjee, B., Sengupta, B.J., Banerjee, P.K., 1995. Signals of Barremian (116Ma) or younger oceanic crust beneath the Bay of Bengal along 14°N latitude between 81°E and 93°E. *Marine Geology*, 128: 17-23.
- Banerjee, P., Pollitz, F., Bürgman, R. , 2005. The Size and Duration of the Sumatra-Andaman Earthquake from Far-Field Static Offsets. *Science*, 308: 1769-1772.
- Banerjee, P., Pollitz, F., Nagarajan, B., Bürgmann, R. , 2007. Coseismic slip distributions of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Nias earthquakes from GPS static offsets. *Bulletin Seismological Society of America*, 97: S86-S102.
- Beck, M.E.J., Rojas C., Cembrano, J., 1993. On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology*, 21: 755-758.
- Beck, R.A., Burbank, D.W., Sercombe, W.J., Riley, G.W., Barndt, J.K., Berry, J.R., Afzal, J., Khan, A.M., Jurgen, H., Metje, J., Cheema, A., Shafique, N.A., Lawrence, R.D., Khan, M.A., 1995. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia. *Nature*, 373: 55-58.
- Bender, 1983. Geology of Burma.
- Bendick, R., Bilham, R., Freymueller, J., Larson, K., Yin, G., 2000. Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. *Nature*, 404: 69-72.
- Berninghausen, W.H., 1966. Tsunamis and seismic seiches reported from regions adjacent to the Indian Ocean. *Bulletin Seismological Society of America*, 56: 69-74.



- Bertrand, G., Rangin, C., 2003. Tectonique of the western margin of the Shan plateau (central Burma): implication for the India-Indochina oblique convergence since Oligocene. *Journal Asian Earth Sciences*, 21: 1139-1157.
- Bertrand, G., Rangin, C., Malusky, H., Bellon, H., GIAC scientific party, 2001. Diachronous cooling along the Mogok Metamorphic Belt (Shan scarp, Myanmar): the trace of the northward migration of the Indian syntaxis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19: 649-659.
- Bertrand, G., Rangin, C., Maury, R. C., Htun, H. M., Bellon, H., Guillaud, J.-P., 1998. The Singu basalts (Myanmar): new constraints for the amount of recent offset on the Sagaing Fault. *Earth and Planetary Science*, 327: 479-484.
- Besse, J. and Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200Myr. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11): 2300.
- Besse, J., Courtillot, V., Pozzi, J.P., Westphal, M., Zhou, Y.X., 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. *Nature*, 311: 621-626.
- Biswas, S., Coutand, I., Grujic, D., Hager, C., Stöckli, D., Grasemann, B., 2007. Exhumation and uplift of the Shillong plateau and its influence on the eastern Himalayas: New constraints from apatite and zircon (U-Th-[Sm])/He and apatite fission track analyses. *Tectonics*, 26.
- Brune, J.N., Singh, D.D., 1986. Continent-like crustal thickness beneath the Bay of Bengal sediments. *Bulletin Seismological Society of America*, 76: 191-203.
- Burchfiel, B.C., 2004. New Technology; New Geological Challenges. *GSA today*, 14: 4-10.
- Carter, N.L., Tsenn, M., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136: 27-63.
- Chamot Rooke, N., Jestin, F., de Voogt, B., Phèdre working groupe, 1993. Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile. *Geology*, 21: 1043-1046.
- Chamot Rooke, N., Le Pichon, X., 1999. GPS determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at Sunda and Philippine trenches. *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 439-455.
- Chamot Rooke, N., Rangin, C., Nielsen, C., 2001. Timing and kinematics of Andaman basin opening. *Eos Transactions Supplement*, 82: 20.
- Chen, F., Satir, M., Ji, J. and Zhong, D., 2002. Nd-Sr-Pb isotopes of Tengchong Cenozoic volcanic rocks from western Yunnan, China: evidence for an enriched-mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1): 39-45.
- Clark, M.K., House, M. A., Royden, L. H., Whipple, K. X., Burchfiel, B. C., Zhang, X., Tang, W., 2005. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, 33: 525-528.
- Coffin, M.F., Pringle, M. S., Duncan, R. A., Gladchenko, T. P., Storey, M., Müller, R. D., Gahagan, L. A., 2002. Kerguelen hotspot magma output since 130Ma. *Journal of Petrology*, 43: 1121-1139.
- Cogné, J.P., 2003. PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(1): 1007, doi:10.1029/2001GC000227.
- Coleman, M.E., Hodges, K., 1995. Evidence for Tibetan plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 374: 49-52.
- Copley, A., McKenzie, D., 2007. Models of crustal flow in the India-Asia collision zone. *Geophysical Journal International*, 169: 683-698.
- Cummins, P.R., 2007. The potential for giant tsunamigenic earthquakes in the northern Bay of Bengal. *Nature*, 449: 75-78.

- Curry, J.R., 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal Asian Earth Sciences*, 25: 187-232.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., Raitt, R.W., 1982. Structure tectonics and geological history of the north eastern Indian ocean. In: A.E.M. Nairn, Stehli, F.G. (Editor), *The Ocean Basins and Margins*. Plenum, New York, pp. 399– 450.
- Curry, J.R., Moore, D.G., 1971. Growth of the Bengal deep-sea fan and denudation in the Himalayas. *Geological Society of America*, 82: 563-572.
- Curry, J.R., Moore, D.R., Lawver, L.A., Emmel, F.J., Waitt, R.W., Hery, M., Kieckhefer, R., 1979. Tectonics of the Andaman Sea and Burma. *AAPG Memoir Eds.*, 29: 189-198.
- Curry, J.R., Munasinghe, T., 1989. Timing of intraplate deformation, northeastern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 94: 71-77.
- Davies, J.H. and Stevenson, D.J., 1992. Physical Model of source region of subduction zone volcanics. *Journal of geophysical research*, 97: 2037-2070.
- Davy, P., Cobbold, P. R., 1988. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala*, 14: 129-141.
- Deeba, F., Hossain, D. , 2006. Subsurface Mapping of the Beani Bazar Anticline Structure of Surma Basin, Bangladesh. *Journal of the Geological Society of India*, 67: 201-210.
- Delescluse, M., Chamot-Rooke, N., 2006. Instantaneous deformation and kinematics of the India-Australia plate. *Geophysical Journal International*, 168: 818-842.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. , 1988. Intraplate deformation and closure of the Australia-Antarctica-Africa plate circuit. *Journal of geophysical research*, 93: 11877-11897.
- Desa, M., Ramana, M.V., Ramprasad, T., 2006. Seafloor spreading magnetic anomalies south off Sri Lanka. *Marine Geology*, 229: 227–240.
- Dewey, J.F., Shakleton, R.M., Chang, C., Sun, Y., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan plateau. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 327: 379-413.
- Ding, L., Kapp, P., Wan, X., 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolitic obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24: doi:10.1029/2004TC001729.
- Duncan, R., 1978. Geochronology of basalts from the Ninetyeast Ridge and continental dispersion in the Indian Ocean. *Journal of volcanology and geothermal research*, 4: 283-305.
- Engdahl, E.R.a.V., A., 2002. Global Seismicity: 1900-1999, *International Handbook of Earthquake and engineering seismology*, pp. 665-690.
- England, P., Houseman, G., 1986. Finite strain calculations of continental deformation. 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *Journal of geophysical research*, 91: 3664-3676.
- England, P., McKenzie, D. P., 1982. A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophysical Journal Research Astronomical Society*, 70: 295-321.
- Enkelmann, E., Ratschbacher, L., Jonckheere, R., Nestler, R., Fleischer, M., Gloaguen, R., Hacker, B.R., Zhang, Y.Q., Ma, Y.-S., 2006. Cenozoic exhumation and deformation of northeastern Tibet and the Qinling: Is Tibetan lower crustal flow diverging around the Sichuan Basin? *Geological Society of America Bulletin*, 118: 651-671.
- Evans, P., 1932. Tertiary succession in Assam. *Trans. Min. Geol. Inst. India*, 27: 155-260.
- Evans, P., 1964. The tectonic frame-work of Assam. *Journal of the Geological Society of India*, 5: 80-96.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of Royal Society of London Ser., A* 217: 295–305.

- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to South East Asia and the Western Pacific. *Journal of geophysical research*, 77: 4432-4460.
- Flesch, L.M., Holt, W.E., Silver, P.G., Stephenson, M., Wang, C.-Y., Chan, W.W., 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. *Earth and Planetary Science Letters*, 238: 248-268.
- Gaetani, M., Garzanti, E., 1991. Multicycle history of the northern India continental margin (northwestern Himalaya). *American Association of Petrology and Geology Bulletin*, 75: 1427-1446.
- Gaina, C., Müller, R.D., Brown, B., Ishihara, T., 2003. Microcontinent formation around Australia. *Geological Society of Australia Special Publication*, 22: 399-410.
- Gaina, C., Müller, R.D., Brown, B., Ishihara, T., Ivanov, S., 2007. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. *Geophysical Journal International*, 170: 151-169.
- Gani, M.R., Alam, M.M., 2003. Sedimentation and basin-fill history of the Neogene clastic succession exposed in the southeastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh: a high-resolution sequence stratigraphic approach. *Sedimentary Geology*, 155: 227-270.
- Garzanti, E., Critelli, S., Ingersoll, R.V., 1996. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan ranges as reflected by detrital modes of tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). *Geological Society of America Bulletin*, 108: 631-642.
- Gopala Rao, D., Krishna, K. S., Sar, D., 1997. Crustal evolution and sedimentation history of the Bay of Bengal since the Cretaceous. *Journal of geophysical research*, 102: 17747-17768.
- Gordon, R.G., DeMets, C. and Royer, J.-Y., 1998. Evidence for long term diffuse deformation of the lithosphere of the equatorial Indian Ocean. *Nature*, 395: 370-374.
- Gordon, R.G., DeMets, C., Argus, D.F., 1990. Kinematic constraints on distributed lithospheric deformation in the equatorial Indian ocean from present motion between the Australian and Indian plates. *Tectonics*, 9: 409-422.
- Gudmundsson, O., Sambridge, M., 1998. A regionalized upper mantle (RUM) model. *Journal of geophysical research*, 103: 7121-7136.
- Guzman-Speziale, M., Ni, J.F., 1996. Seismicity and active tectonics of the western Sunda Arc. In: A.Y.a.T.M. Harrison (Editor), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, New York, pp. 63-84.
- Herring, T.A., 1999. Documentation for the GLOBK software version 5.01. Cambridge, Massachusetts Institute of Technology.
- Holt, W.E., Ni, J. F., Wallace, T. C., Haines, A. J., 1991. The Active tectonics of the Eastern Himalayan Syntaxis and Surrounding Regions. *Journal of geophysical research*, 96: 14595-14632.
- Houseman, G., England, P., 1996. A lithospheric-thickening model for the Indo-Asian collision. In: A. Yin, Harrison, T.M. (Editor), *The Tectonic Evolution of Asia*. The Cambridge University Press.
- Geology and exploration geochemistry of the Pinlebu-Banmauk area, Sagaing Division, northern Burma., United Nations Development programme.
- Jade, S., 2007. Estimates of plate velocity and crustal deformation in the Indian subcontinent using GPS geodesy. *Earth and Planetary Science Letters*, 86: 1443-1448.
- Jarrard, R.D., 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14: 780-783.
- Johnson, S.Y., Alam, N., 1991. Sedimentation and tectonics of the Sylhet trough, Bangladesh. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1512-1527.

- Kaila, K.L., Reddy, P.R., Mall, D.M., Venkateswarlu, N., Krishna, V.G., Prasad, A.S.S.R.S., 1992. Crustal structure of the west Bengal basin, India from deep seismic sounding investigations. *Geophysical Journal International*, 111: 45-66.
- Kent, R.W., Pringle, M.S., Müller, R.D., Saunders, A.D., Ghose, N.C., 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of the Rajmahal basalts, India, and their relationship to the Kerguelen plateau. *Journal of Petrology*, 43: 1141-1153.
- Khan, A.A., 1991. Tectonics of the Bengal Basin. *Journal of Himalayan Geology*, 2: 91-101.
- Khan, P.K., Chakraborty, P. P., 2005. Two-phase opening of Andaman Sea: a nE-W seismotectonic insight. *Earth and Planetary Science Letters*, 229: 259-271.
- Khin, K., Myitta, 1999. Marine transgression and regression in Miocene sequences of Northern Pegu (Bago) Yoma, Central Burma. *Journal Asian Earth Sciences*, 17: 369-393.
- Kierulf, H.P., Plag, H.-P., Kristiansen, O., Nørbech, T., 2002. Towards the true rotation of a rigid Eurasia, Euref symposium.
- King, G.C.P., Stein, R.S. and Lin, J., 1994. Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3): 935-953.
- King, R. and Block, Y., 1999. Documentation for the GAMIT GPS software analysis version 9.9. Cambridge, Massachusetts Institute of Technology.
- King, R.W., Shen, F., Burchfiel, B.C., Royden, L.H., wang, E., Chen, Z., Liu, Y., Zhang, X.-Y., Zhao, J.-X., Li, Y., 1997. Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. *Geology*, 25: 179-182.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of Royal astronomical Society* 62: 699–718.
- Kong, X., Bird, P., 1996. Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults. In: A. Yin, Harrison, T.M. (Editor), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, pp. 18-34.
- Kreemer, C., Holt, W. E., Haines, A. J., 2003. An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophysical Journal International*, 154: 8-34.
- Krishna, K.S., Bull, J.M., Scrutton, R.A., 2001. Evidence for multiphase folding of the central Indian Ocean lithosphere. *Geology*, 29: 715-718.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R. C., Beck, S. L., Bileck, S. L., Brudzinski, M. R., Butler, R., DeShon, H. R., Ekström, G., Satake, K., Sipkin, S. , 2005. The Great Sumatra-Andaman Earthquake of 26 December 2004. *Science*, 308: 1127-1133.
- Le Dain, A.Y., Taponnier, P. , Molnar, P. , 1984. Active faulting and tectonics of burma and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, 89(B1): 453-472.
- Lee, H.-Y., Chung, S.-L., Wang, J.-R., Wen, D.-J., Lo, C.-H., Yang, T. Y., Zhang, Y., Xie, Y., Lee, T.-Y., Wu, G., Ji, J., 2003. Miocene Jiali faulting and its implication for Tibetan tectonic evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 185-194.
- LeFort, P., 1996. Evolution of the Himalaya. In: A. Yin, Harrison, T.M. (Editor), *The tectonic evolution of Asia*, pp. 95-109.
- LePichon, X., Fournier, M., Jolivet, L., 1992. Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11: 1085-1098.
- Levitt, D.A., Sandwell, D. T. , 1995. Lithospheric bending at subduction zones based on depth soundings and satellite gravity. *Journal of geophysical research*, 100: 379-400.
- Li, C., Van Der Hilst, R.D., Meltzer, A.S., Engdahl, E.R. , 2008. Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma. *Earth and Planetary Science Letters*, in press.

- Lohmann, H.H., 1995. On the tectonics of Bangladesh. *Swiss Association Petroleum Geology Engineering Bulletin*, 62(140): 29-48.
- Martinez, A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J.-Y., 2002. Partition de la deformation dans un prisme sedimentaire en convergence oblique : approche experimentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173: 17-24.
- Maurin, T. and Rangin, C., 2009. Structure and kinematics of the Indo-Burmese wedge: rapid and fast growth of the outer wedge. *tectonics*, 28: 1-21.
- Maury, R.C. et al., 2004. Quaternary calc-alkaline volcanism in an hyper-oblique convergence setting, central Myanmar and western Yunnan. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(5): 461-472.
- McCaffrey, R., 1992. Oblique Plate Convergence, Slip vectors, and Forearc Deformation. *Journal of geophysical research*, 97: 8905-8915.
- McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, T., Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 857-877.
- Meade, J.B., 2007. Present day kinematics at the India-Asia collision zone. *Geology*, 35: 81-84.
- Mercier, J.-L., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhardis, E., Han Tong Lin, 1987. Change from late tertiary compression to quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. *Tectonics*, 6: 275-304.
- Meriaux, A.-S., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Finkel, R.C., Xu, X., Xu, Z., Caffee, M.W., 2004. Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault: Morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh. *Journal of geophysical research*, 109: doi:10.1029/2003JB002558.
- Mitchell, A.H.G., 1993. Cretaceous-Cenozoic tectonic events in the western Burma (Burma)-Assam region. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 1089-1102.
- Mitra, S., Priestley, K., Bhattacharyya, A.Kr, Gaur, V.K., 2005. Crustal structure and earthquake focal depths beneath Northeastern India and southern Tibet. *Geophysical Journal International*, 160: 227-248.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J., Frizon de Lamotte, D. and Eshraghi, S.A., 2005. The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*, 24.
- Mukhopadhyay, M. and Krishna, M.R., 1991. Gravity field and deep structure of the Bengal Fan and its surrounding continental margins, northeast Indian Ocean. *Tectonophysics*, 186(3-4): 365-386.
- Mutter, J.C., Talwani, M. and Stoffa, P.L., 1982. Origin of seaward-dipping reflectors in oceanic crust off Norwegian margin by "subaerial sea-floor spreading". *Geology*, 10: 353-357.
- Nandy, D.R., 1986. Geology and tectonics of the Arakan Yoma, a reappraisal. *Geological Society of Malaysia Bulletin*, 20: 137-148.
- Nelder, J.A., Mead, R. , 1965. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*: 308-313.
- Ni, J.F., Guzman-Speziale, M., Bevis, M., Holt, W.E., Wallace, T.C., Seager, W.M. , 1989. Accretionary tectonics of Burma and the three-dimensional geometry of the Burma subduction zone. *Geology*, 17: 68-71.
- Nicolas, A., 1989. Structure of ophiolites and dynamics of the lithosphere. *Petrology and structural geology*, 4. Kluwer academic publishers, 367 pp.
- Nielsen, C., 2003. Etude des zones de subduction en convergence hyper-oblique. Ride méditerranéenne - Marge Indo-Birmane. Ph.D. Thesis, Université Paris XI, Paris.

- Nielsen, C., Chamot-Rooke, N., Rangin, C., The ANDAMAN Cruise Team, 2004. From partial to full strain-partitioning along the Indo-Burmese hyper-oblique subduction. *Marine Geology* 209: 303-327.
- Papazachos, B.C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B., Karakaisis, G. F., 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36: 1482-1489.
- Patriat, P., Segoufin, J., 1988. Reconstruction of the Central Indian Ocean. *Tectonophysics*, 155: 211-234.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., 1988. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: experimental approach. *Journal of geophysical research*, 93: 15085-15117.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., Armijo, R., 1989. Magnitude of late quaternary left-lateral displacements along the north edge of Tibet. *Science*, 246: 1285-1289.
- Pivnik, D.A., Nahm, J., Tucker, R.S., Smith, G.O., Nyein, K., Nyunt, M., Maung, P.H., 1998. Polyphase deformation in a Fore-Arc/Back-Arc Basin, Salin Basin, Burma (Burma). *AAPG Bulletin*, 82: 1837-1856.
- Planke, S. and Eldholm, O., 1994. Seismic response and construction of seaward dipping wedges of flood basalts: Voring volcanic margin. *Journal of geophysical research*, 99: 9263-9278.
- Pollitz, F., Banerjee, P., Burgmann, R., 2006. Postseismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman Earthquake on a compressible self-gravitating Earth. *Geophysical Journal International*, 167: 397-420.
- Pollitz, F., Vergnolle, M., Calais, E., 2003. Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal of geophysical research*, 108: 2503.
- Purnachandra Rao, N., Ravi Kumar, M., 1999. Evidences for cessation of India Plate subduction in the Burmese arc region. *GRL*, 26: 3149-3152.
- Radha-Krishna, M., Sabu, T.D., 2000. Seismotectonics and rates of active crustal deformation in the Burmese arc and adjacent regions. *Journal of Geodynamics*, 30: 401-421.
- Raju, K.A.K., Ramprasad, T., Rao, P.S., Rao, B.R., Varghese, J., 2004. New insights into the tectonic evolution of the Andaman basin, Northeast Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 221: 145-162.
- Ramana, M.V., Ramprasad, T., Desa, M., 2001. Seafloor spreading magnetic anomalies in the Enderby Basin East Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 191: 241-255.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Lin, J.-Y., Maury, T. and Sibuet, J.-C., 2007. Indian Ocean Fracture Ridges: interaction with the Sumatra subduction zone, Subduction Zone Geodynamic Conference, Montpellier, France.
- Rangin, C., Maw, W., Lwin, S., Naing, W., Mouret, C., Bertrand, G., GIAC scientific party, 1999. Cenozoic pull apart basins in central Burma; the trace of the path of India along the western margin of Sundaland, European Union of Geosciences conferences, Strasbourg, France.
- Rangin, C., N. Chamot-Rooke, U Khin Maung Kyi, T. Zitter, U Than Min, and the Bengal team (U. Aung Kyi, U. Than Tun, U. Min Swe, L. Andreani, M. Delescluse, P. Plantevin) 2006. 2006 Deformation at the northern tip of the Sunda trench: Giant landslides and active bending normal fault at the termination of the Sumatra earthquake rupture. *Geophysical Research Abstract*, 8: 06217.
- Rao, N.P., Kumar, M. R., 1999. Evidences for cessation of India Plate subduction in the Burmese arc region. *Geophysical Research Letters*, 26: 3149-3152.
- Ratschbacher, L., Frisch, W., Chen, C., Pan, G., 1996. Cenozoic deformation, rotation, and stress patterns in eastern Tibet and western Sichuan. In: A.Y.a.T.M. Harrison (Editor), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge Univ. Press, pp. 227-249.

- Rowan, M.G., Bolondi, F., Coen, R., Maccagni, A., 2000. Evolution of autochthonous salt and primary diapirs, southeastern Mississippi Canyon: lessons for the subsalt environment of the Northern Gulf of Mexico, AAPG annual convention.
- Royden, L., 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens: Implications for strain partitioning in the crust. *Journal of geophysical research*, 101: 17679-17705.
- Royer, J.-Y., Chang, T., 1991. Evidence for relative motions between the Indian and Australian plate during the last 20 m.y. from plate tectonic reconstructions: implications for the deformation of the Indo-Australian plate. *Journal of geophysical research*, 96: 11779-11802.
- Royer, J.-Y., Sandwell, D.T., 1989. Evolution of the Eastern Indian Ocean since the late Cretaceous: constraints from Geosat altimetry. *Journal of geophysical research*, 94: 13755-13782.
- Salt, A.C., Hossain, A., Waton, P.V, Kersey, D.G., Shahjan, K., Wooding, S.S., De Smet, M.E.M, 1996. The petroleum geology and hydrocarbon potential of Bangladesh, 2.
- Sandwell, D.T., and Smith, W. H. F., 1997. Marine gravity anomaly from GEOSAT and ERS1 satellite altimetry. *Journal of geophysical research*, 102: 10039-10054.
- Satyabala, S.P., 1998. Subduction in the Indo-Burma region: Is it still active? *Geophysical Research Letters*, 25: 3189-3192.
- Schoenbohm, L.M., Burchfiel, B.C., Liangzhong, C., Jiyun, Y., 2006. Miocene to present activity along the red river fault, China, in the context of continental extrusion, upper-crustal rotation and lower-crustal flow. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 672-688.
- Schulte-Pelkum, V. et al., 2005. Imaging the Indian subcontinent beneath the Himalaya. *Nature*, 435: 1222-1225.
- Schwenk, T., 2003. The Bengal fan: Architecture, morphology and depositional processes at different scales revealed from high-resolution seismic and hydro acoustic data, Bremen.
- Schwenk, T., SpieB, V., Breitzke, M., Hübscher, C., 2005. The architecture and evolution of the Middle Bengal Fan in vicinity of the active channel-levee system imaged by high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 637-656.
- Searle, M.P., Noble, S.R., Cottle, J.M., Waters, D.J., Mitchell, A.H.G., Hlaing, T., Horstwood, M.S.A., 2007. Tectonic evolution of the Mogok metamorphic belt, Burma (Myanmar) constrained by U-Th-Pb dating of metamorphic and magmatic rocks. *Tectonics*, 26: doi:10.1029/2006TC002083.
- Searle, M.P., Windley, B.F., Coward, M.P., Cooper, D.J.W., Rex, A.J., Rex, D., Tingdong, L., Xuchang, X., Jan, M.Q., Thakur, V.C., Kumar, S., 1987. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 678-701.
- Sengor, A.M.C., Natal'in, B.A., 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: A. Yin, Harrison, T.M. (Editor), *The Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, New York, pp. 486-640.
- Shen, Z., Wang, M., Li, Y., Jackson, D.D., Yin, A., Dong, D., Fang, P., 2001. Crustal deformation along the Altyn Tagh Fault system, western China, from GPS. *Journal of geophysical research*, 106: 30607-30621.
- Sibuet, J.-C., Rangin, C., Le Pichon, X., Singh, S., Cattaneo, A., Graindorge, D., Klingelhoefer, F., Lin, J.-Y., Malod, J., Maury, T., Schneider, J.-L., Sultan, N., Umler, M., Yamaguchi H., and the "Sumatra aftershocks" team1, 2007. 26th December 2004 great Sumatra-Andaman earthquake: Co-seismic and post-seismic motions in northern Sumatra. *Earth and Planetary Science Letters*, 263: 88-103.

- Sikder, A.M., Alam, M.M. , 2003. 2-D modelling of the anticlinal structures and structural development of the eastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh. *Sedimentary Geology*, 155: 209-226.
- Socquet, A., 2003. Accommodation du mouvement relatif entre l'Inde et la Sonde depuis la Faille de Sagaing jusqu'à la Syntaxe Est Himalayenne. Ph.D. Thesis, Université Paris XI, Paris.
- Socquet, A., C. Vigny, N. Chamot-Rooke, W. Simons, C. Rangin, B. Ambrosius, 2006. India and Sunda Plates motion and deformation along their boundary in Burma determined by GPS. *Journal of geophysical research*, 111: B05406.
- Socquet, A., Goffé, B., Pubellier, M., Rangin, C. , 2002. Le métamorphisme Tardi-Crétacé à Eocène des zones internes de la chaîne Indo-Birmane (Burma occidentale) : implication géodynamique. *C. R. Geosciences*, 334: 573-580.
- Socquet, A., Pubellier, M., 2005. Cenozoic deformation in western Yunnan (China-Myanmar border). *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 495-515.
- Srinivasan, V., 2005. The Dauky Fault in Northeast India: Through Remote Sensing. *Journal of the Geological Society of India*, 66: 413-426.
- Subarya, C., Chlieh, M., Prawirodirjo, L., Avouac, J.P., Bock, Y., Sieh, K., Meltzner, A.J., Natawidjaja, D.H., Mc Caffrey, R. , 2006. Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra-Andaman Earthquake. *Nature*, 440: 46-51.
- Subrahmanyam, V., Krishna, K.S., Radhakrishna-Murthy, I.V., Sarma, K.V.L.N.S., Desa, M., Ramana, M.V., Raju, K.A.K., 2001. Gravity anomalies and crustal structure of the Bay of Bengal. *Earth and Planetary Science Letters*, 192: 447-456.
- Suzuki, H., Maung, M., Aung, A.K. and Takai, M., 2004. Jurassic radiolaria from chert pebbles of the Eocene Pondaung formation, central Myanmar. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 231(3): 369-393.
- Tankard, A., Balkwimm, H., Mehra, A. and Aung-Din, 1994. Tertiary wrench tectonics and sedimentation in the central basin of myanmar. *AAPG Bulletin*, 78: 1165.
- Taponnier, P., Molnar, P., 1976. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319-324.
- Taponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia : New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611-616.
- Teng, L.S., 1996. Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt. *Geology*, 24: 949-952.
- Trevena, A.S., Varga, R.J., 1991. Tertiary Tectonics and sedimentation in the Salin (Fore-Arc) Basin, Burma. *AAPG*.
- Uddin, A. and Lundberg, N., 1998. Cenozoic history of the Himalayan-Bengal system: Sand composition in the Bengal basin, Bangladesh. *Geological Society of America Bulletin*, 110: 497-511.
- Uddin, A., Lundberg, N., 1999. A paleo-Brahmaputra? Subsurface lithofacies analysis of Miocene deltaic sediments in the Himalayan-Bengal system, Bangladesh. *Sedimentary Geology*, 123: 239-254.
- Uddin, A., Lundberg, N., 2004. Miocene sedimentation and subsidence during continent-continent collision, bengal basin, Bangladesh. *Sedimentary Geology*, 164: 131-146.
- Van der Voo, R., Spakman, W. and Bijwaard, H., 1999. Tethyan subducted slabs under India. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(1): 7-20.
- Van Dissen, R., Yeats, R.S., 1991. Hope fault, Jordan thrust, and uplift of the Seaward Kaikoura Range, NE-W Zealand. *Geology*, 19: 393-396.
- Vanek, J., Hanus, V., Sitaram, M. V. D., 1990. Seismicity and deep structure of the Indo-Burman plate margin. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 4: 147-157.



- Vendeville, B.C., Rowan, M.G., 2002. 3-D kinematics of minibasins and salt ridges remobilized by late contraction: physical models and seismic examples (SE Mississippi Canyon, Gulf of Mexico), AAPG annual meeting official program, pp. A182–A183.
- Verma, R.K., Krishna-Kumar, G.V.R., 1987. Seismicity and the nature of plate movement along the Himalayan arc, Northeast India and Arakan-Yoma: a review. *Tectonophysics*, 134: 153-175.
- Vigny, C., Simons, W., Abu, S., Bamphenyu, R., Satirapod, C., Choosakul, N., Subarya, C., Socquet, A., Omar, K., Abidin, H., Ambrosius, B., 2005. GPS in SE Asia provides unforeseen insights on the 2004 megathrust earthquake. *Nature*, 436: 201-206.
- Vigny, C., Socquet, A., Rangin, C., Chamot-Rooke, N., Pubelier, M., Bouin, M.-N., Bertrand, G., Becker, M., 2003. Present day crustal deformation around Sagaing fault, Burma. *Journal of geophysical research*, 108: 2533.
- Vilotte, J.P., Madariaga, R., Daignières, M., Zienkiewicz, O., 1986. Numerical study of continental collision : influence of buoyancy forces and initial stiff inclusion. *Geophysical Journal Research Astronomical Society*, 84: 279-310.
- Wang, C.-Y., Flesh, L. M., Slver, P. G., Chang, L.-J., Chan, W. W., 2008. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. *Geological Society of America*, 36: 363-366.
- Wang, G., Wan, J., Wang, E., Zheng, D. and Li, F., 2008. Late Cenozoic to recent transtensional deformation across the Southern part of the Gaoligong shear zone between the Indian plate and SE margin of the Tibetan plateau and its tectonic origin. *Tectonophysics*, 460(1 4): 1-20.
- Williams, H., Turner, S., Kelley, S., Harris, N., 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to postcollisional volcanism. *Geological Society of America*, 29: 339-342.
- Xu, Y.-G., Lan, J.-B., Yang, Q.-J., Huang, X.-L. and Qiu, H.-N., 2008. Eocene break-off of the Neo-Tethyan slab as inferred from intraplate-type mafic dykes in the Gaoligong orogenic belt, eastern Tibet. *Chemical Geology*, 255(3 4): 439-453.
- Yin, A., Harrison, T.M., 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Earth and Planetary Science Annual Review*, 28: 211-280.
- Yin, A., Nie, S., 1996. A Phanerozoic palinspatic reconstruction of China and its neighboring regions. In: A. Yin, Harrison, T.M. (Editor), *The Tectonics of Asia*. Cambridge University Press, New York, pp. 442-485.
- Yoshida, M., Funaki, M., Vitanage, P.W., 1992. Proterozoic to Mesozoic East Gondwana: The juxtaposition of India, Sri Lanka, and Antarctica. *Tectonics*, 11: 381-391.
- Yue, Y., Ritts, B.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., Gehrels, G.E., Zhang, Z., 2003. Slowing extrusion tectonics: lowered estimate of post-Early Miocene slip rate for the Altyn Tagh fault. *Earth and Planetary Science Letters*, 217: 111-122.
- Zahid, K.M., Uddin, A., 2005. Influence of overpressure on formation velocity evaluation of Neogene strata from the eastern Bengal Basin, Bangladesh. *Journal Asian Earth Sciences*, 25: 419-429.
- Zhang, P.-Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Burgmänn, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., Xinzhaoy, Y., 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 32: 809-812.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (Editors), *Methods in Palaeomagnetism*. Elsevier, pp. 254-286.

# **ANNEXES**



# ***ANNEXE 1: Apport du Paléomagnétisme***

## ***1. Introduction***

Le modèle d'évolution de la subduction Indo-Birmane présenté dans ce mémoire implique que le bloc formant l'actuel microplaque birmane ait été solidaire de la plaque indienne jusqu'à la collision Inde-Asie à l'Eocène. Certains auteurs ont proposé que la subduction Indo-Birmane soit au contraire continue depuis le Crétacé (Mitchel, 1993 ; Curray, 2005), c'est-à-dire le début de la fermeture de l'océan Téthys. En d'autre terme, pour ces auteurs, le bloc birman faisait partie du bloc de Lhasa accréte à l'Eurasie au Crétacé supérieur. Pour trancher définitivement entre ces deux hypothèses, on peut avoir recours aux méthodes paléomagnétiques. De telles méthodes donnent accès à la paléolatitute d'une roche. En choisissant une période pendant laquelle l'Inde était à bonne distance du bloc de Lhasa et en déterminant la paléolatitute d'une roche de cet âge, appartenant à la microplaque birmane, on devrait savoir si cette microplaque était attachée à l'Inde ou au bloc de Lhasa.

C'est ce problème qui a motivé une étude paléomagnétique de grès triasique affleurant dans la chaîne Indo-Birmane. En effet, au Trias, le bloc de Lhasa avait dors et déjà quitté le Gondwana alors que l'Inde y était encore attachée. Cette étude a été supervisée par Jérôme Gattacceca (CEREGE, Aix en Provence).

Après un bref rappel sur les principes et méthodes du paléomagnétisme appliqués à la géodynamique, je vais présenter les résultats de cette étude. Je montrerai que les échantillons prélevés ont subi une ré-aimantation d'origine tectonique qui pourrait être associée à l'initiation de la subduction Indo-Birmane à l'Eocène inférieur.

## ***2. Principe de la méthode***

### **a. L'aimantation rémanente**

Les roches renferment un certain nombre de minéraux capables d'acquérir une aimantation (Goethite,  $\alpha$ -FeOOH; Hématite,  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; Magnétite, Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>; Maghémite,  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; etc...). L'aimantation rémanente naturelle (ARN) est la somme des aimantations acquise par l'ensemble des minéraux magnétiques constitutif d'une roche. Ainsi, toute roche est capable de « fossiliser » sous la forme d'une ARN le champ magnétique terrestre présent lors de sa formation. Disposant d'une échelle magnéto-stratigraphique, on est capable de dater l'acquisition de l'aimantation par cette roche.



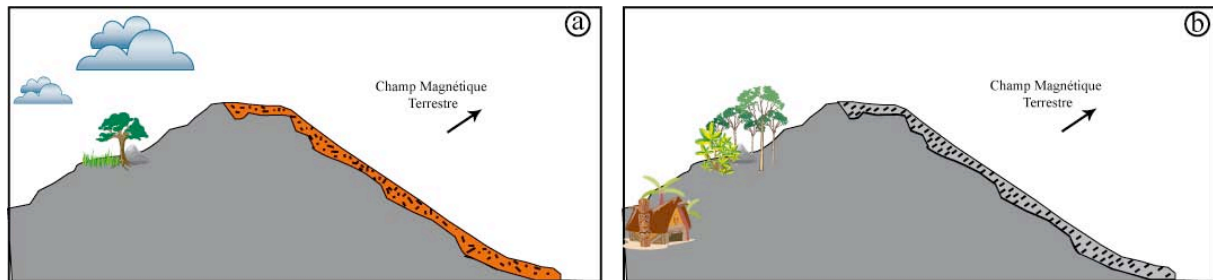
Il y a plusieurs processus d'acquisition d'une aimantation. Je n'en citerai que deux qui sont les plus couramment utilisés pour l'application du paléomagnétisme à la tectonique :

L'Aimantation Thermorémanente (ATR) :

La chaleur induit le désordre. En d'autre terme, à haute température les moments magnétiques des minéraux n'ont pas d'orientation préférentielle donc la roche n'a pas d'aimantation mesurable. En revanche, lorsque la température diminue les moments magnétiques peuvent s'aligner sur la direction du champ magnétique terrestre. Si la température diminue encore, la direction des moments magnétiques et par conséquent l'aimantation de la roche, est figée. L'aimantation de la roche n'est alors plus affecté par les variations du champ magnétique terrestre. Cette aimantation est appelée Aimantation Thermorémanente (ATR).

Chaque minéral possède une température caractéristique en dessous de laquelle il ne peut plus enregistrer les variations du champ magnétique extérieur : c'est la température de Curie. Par exemple la température de Curie de la magnétite est de 580°C et celle de la goethite est de 120°C.

Dans la nature ce type d'aimantation se retrouve par exemple dans les coulées de laves sur les flancs d'un volcan (figure A1-1).

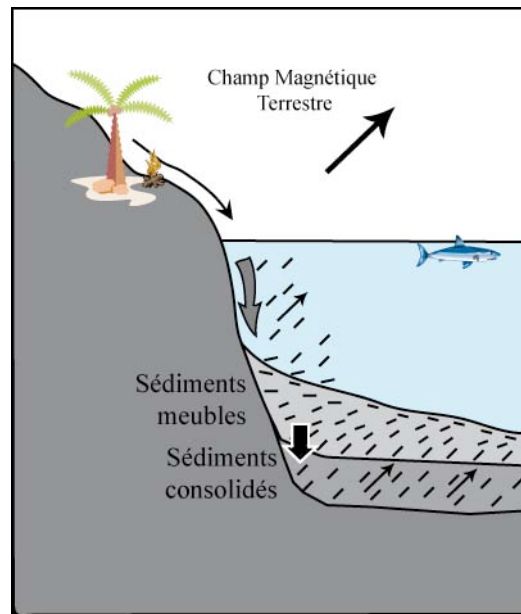


**Figure A1-1:** *Processus d'acquisition d'une aimantation thermorémanente dans une lave. a. La coulée chaude ne possède pas d'aimantation car les minéraux magnétiques sont au dessus de leur température de Curie. b. une fois passé sous la température de Curie, les moments magnétiques se figent dans la direction du champ magnétique ambiant et la roche volcanique conserve l'aimantation acquise dans ce champ*

L'Aimantation Rémanente Détritique (ARD) :

Ce type d'aimantation est acquit lors du processus de dépôt et de consolidation de sédiments (figure A1-2). Tant que les sédiments sont en suspension dans l'eau, les minéraux magnétiques sont libres de s'aligner sur le champ magnétique environnant. Au moment de leur dépôt sur le fond, ils sont réorientés sous l'effet de la gravité. C'est lors de leur enfouissement, si les sédiments sont suffisamment meubles, que les minéraux peuvent à nouveau s'aligner sur le champ magnétique et le figer lors du processus de compaction. L'aimantation ainsi acquise est appelée Aimantation Rémanente Détritique.

Dans la nature cette aimantation peut se mesurer dans tous sédiments.



**Figure A1-2:** *Processus d'acquisition d'une aimantation détritique*

### b. Perturbations et ré-aimantations

La première aimantation acquise est l'ARN primaire. Mais certains événements peuvent effacer cette aimantation :

- Altération
- La foudre
- Une collision météoritique (rare... !)
- Le métamorphisme
- Déformation tectonique (et circulation de fluides associée)

Il n'est alors pas toujours possible de retrouver l'aimantation primaire du sédiment. On peut par contre retrouver l'aimantation acquise à la suite du dernier événement de ce type.

Mise à part ces ré-aimantations, l'ATR est assez fiable. Les roches volcaniques conservent généralement bien l'aimantation primaire car elles contiennent généralement une grande quantité de minéraux magnétiques. Certaines d'entre elles gardent l'aimantation primaire malgré les événements cités plus haut.

Les roches détritiques posent plus de problèmes. D'une part, elles contiennent une moins grande quantité de minéraux magnétiques et d'autre part l'ARD est un mécanisme moins efficace que l'ATR. Lors de leur dépôt, les roches détritiques sont sujettes à de nombreuses perturbations qui peuvent fausser l'aimantation primaire de la roche :

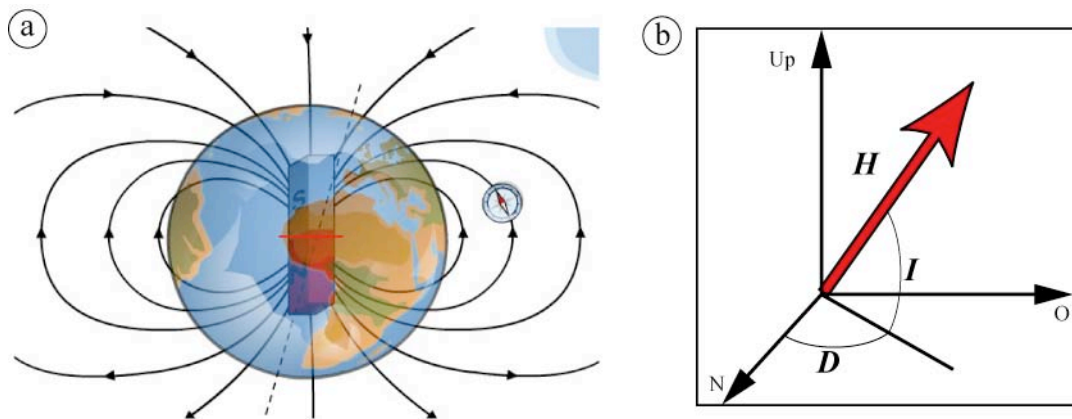
- Les bioturbations : les organismes enfouis dans les sédiments meubles désorientent les minéraux en creusant des galeries. Les minéraux sont consolidés ainsi sans avoir pu se réorienter selon le champ magnétique terrestre.
- Les courants de turbidités : De la même façon, ils désorientent les minéraux contenus dans les sédiments meubles en bas de pente.
- Les avalanches : suite à une activité tectonique ou simplement sous l'effet des forces de gravités, les sédiments meubles peuvent être remobilisés lors de telles avalanches.



- L'érosion de surface : Dans les cours d'eau, les roches en contact avec l'eau sont infiltrées sur une profondeur qui dépend de leur état de compaction (et donc de leur porosité). La circulation d'eau dans la roche réoriente les minéraux et fausse là encore l'enregistrement du champ magnétique terrestre.

### c. Application du paléomagnétisme à la détermination d'une paléolatitude

Le champ magnétique terrestre est relativement constant entre des périodes d'inversion. Au premier ordre il est assimilable au champ magnétique produit par un dipôle placé au centre de la Terre (figure A1-3a). Les lignes de champs « sortent » du pôle Nord et « rentrent » au pôle Sud. Le vecteur  $H$  définissant le champ magnétique est tangent aux lignes de champ. Il est défini par une inclinaison  $I$  (son angle avec l'horizontale compté positif vers le bas), une déclinaison  $D$  (son angle avec le Nord géographique) et une norme  $H$  (figure A1-3b).  $H$  a une valeur de l'ordre de 0.05mT. Dans l'hémisphère Nord l'inclinaison est positive alors que dans l'hémisphère Sud elle est négative.



**Figure A1-3 :** Représentation du champ magnétique terrestre. a. au premier ordre le champ magnétique terrestre est assimilable à celui d'un dipôle placé au centre de la Terre (image tirée du site : [http:// www.edumedia-sciences.com/a108\\_11-champ-magn-tique-terrestre.html](http://www.edumedia-sciences.com/a108_11-champ-magn-tique-terrestre.html)). b. Le champ magnétique est représenté par un vecteur de norme  $H$ , d'inclinaison  $I$  (l'angle du vecteur avec l'horizontale) et de déclinaison  $D$  (l'angle du vecteur avec le Nord géographique).

Le Nord magnétique actuel est relativement proche du Nord géographique. Le pôle moyen sur plusieurs milliers d'années est d'ailleurs confondu avec le pôle géographique. Pour un dipôle centré sur le Nord géographique, l'inclinaison est liée à la latitude par la relation :

$$\tan(I) = 2\tan(\theta), \text{ avec } \theta = \text{latitude}$$

La déclinaison  $D$  renseigne sur les rotations autour d'un axe vertical, alors que l'intensité  $I$  renseigne sur la latitude et les mouvements latitudinaux. Ainsi donc, en mesurant l'ARN primaire d'une roche d'un certain âge, on peut retrouver la valeur du champ magnétique qui l'a induit (les paramètres  $I$ ,  $D$  et  $H$ ) et donc retrouver la latitude à laquelle cette aimantation a été acquise.

Toute la difficulté du paléomagnétisme appliquée à la tectonique réside dans l'obtention de cette ARN primaire. Comme on l'a vu plus haut, de nombreux événements peuvent réorienter les moments magnétiques et donc modifier l'aimantation d'une roche. Pour retrouver l'aimantation primaire il faut donc effacer les directions d'aimantation parasites. Il existe différentes méthodes de désaimantation.

#### **d. Les méthodes de désaimantation**

##### **Désaimantation thermique :**

Cette méthode fait appel à la propriété thermique des minéraux magnétiques. On a vu que chaque minéral possède une température caractéristique (température de Curie) au-dessus de laquelle ils perdent leur propriété ferromagnétique et donc l'enregistrement du champ magnétique. La méthode de désaimantation thermique consiste à chauffer l'échantillon à une température donnée puis le refroidir en champ magnétique nul. Ainsi, les minéraux dont la température de Curie a été atteinte perdent leur aimantation (et n'en acquiert pas de nouvelle) et la nouvelle aimantation de la roche n'est plus portée que par les minéraux qui ont une température de Curie supérieure.

En pratique on reproduit l'expérience à différents paliers de température. Après chaque cycle de chauffe/refroidissement on mesure l'aimantation de l'échantillon. L'ARN primaire est portée par les minéraux dont la température de Curie est la plus élevée, c'est-à-dire les minéraux dont l'aimantation est très difficile à modifier. La dernière aimantation mesurée est donc généralement l'ARN primaire.

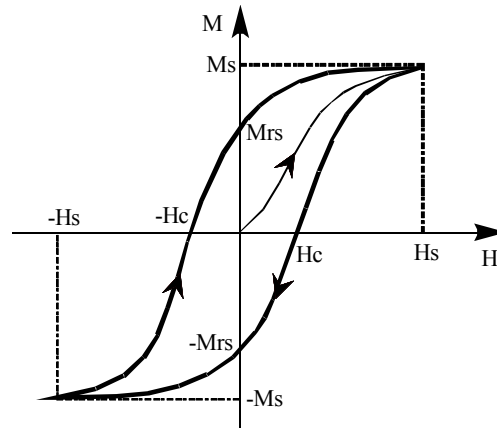
##### **Désaimantation en champ alternatif :**

Cette méthode fait appel aux propriétés coercitives des minéraux magnétiques. Chaque minéral possède une valeur de champ coercitif  $H_c$  caractéristique. Lorsqu'on applique un champ magnétique de valeur supérieure à  $H_c$  pour un type de minérale, les moments magnétiques sont contraints de s'orienter suivant ce champ. L'aimantation de la roche est donc modifiée. Quand ensuite le champ appliqué est diminué jusqu'à zéro, une aimantation persiste. L'aimantation ainsi acquise par la roche est appelée Aimantation rémanente anhystérétique (notée ARM pour 'Anhysteretic Remnant Magnetisation').

On peut donc faire acquérir une ARM à toute roche en augmentant simplement l'intensité de champ magnétique environnant au-delà du champ coercitif  $H_c$  de ses minéraux magnétiques constitutifs. La variation de l'aimantation d'une roche en fonction du champ magnétique appliqué forme un cycle d'hystérésis (figure A1-4).







**Figure A1-4:** Variation de l'aimantation  $M$  d'une roche en fonction du champ magnétique  $H$  qui lui est appliqué.  $M_s$  = aimantation à saturation,  $M_{rs}$  = Aimantation rémanente à saturation (équivalent à ARM : « Anhyseretic Remnant Magnetisation »),  $H_s$  = champ magnétique à saturation,  $H_c$  = champ coercitif.

Pour effacer l'ARM, il faut appliquer un champ alternatif (figure A1-4). En augmentant l'intensité au dessus de la valeur  $H_c$  d'un minéral, la roche acquiert une aimantation à saturation ( $M_s$  = aimantation à saturation), puis en diminuant l'intensité du champ jusqu'à zéro la roche garde une ARM (ou  $M_{rs}$  = aimantation rémanente à saturation) portée par les minéraux dont la valeur de  $H_c$  caractéristique a été dépassé. Pour éliminer l'aimantation portée par ces minéraux il faut ensuite diminuer l'intensité jusqu'à la valeur  $-H_s$  puis la augmenter jusqu'à  $-H_c$  (figure A1-4). De cette manière l'aimantation portée par les minéraux dont le champ coercitif a été dépassé est totalement effacée.

En répétant le processus plusieurs fois avec des valeurs de  $H_s$  (= champ magnétique à saturation) de plus en plus forte on efface progressivement les aimantations portées par des minéraux qui ont une valeur caractéristique  $H_c$  de plus en plus élevé. De la même façon que pour l'aimantation thermorémanente, la dernière aimantation mesurée est en général l'ARN primaire.

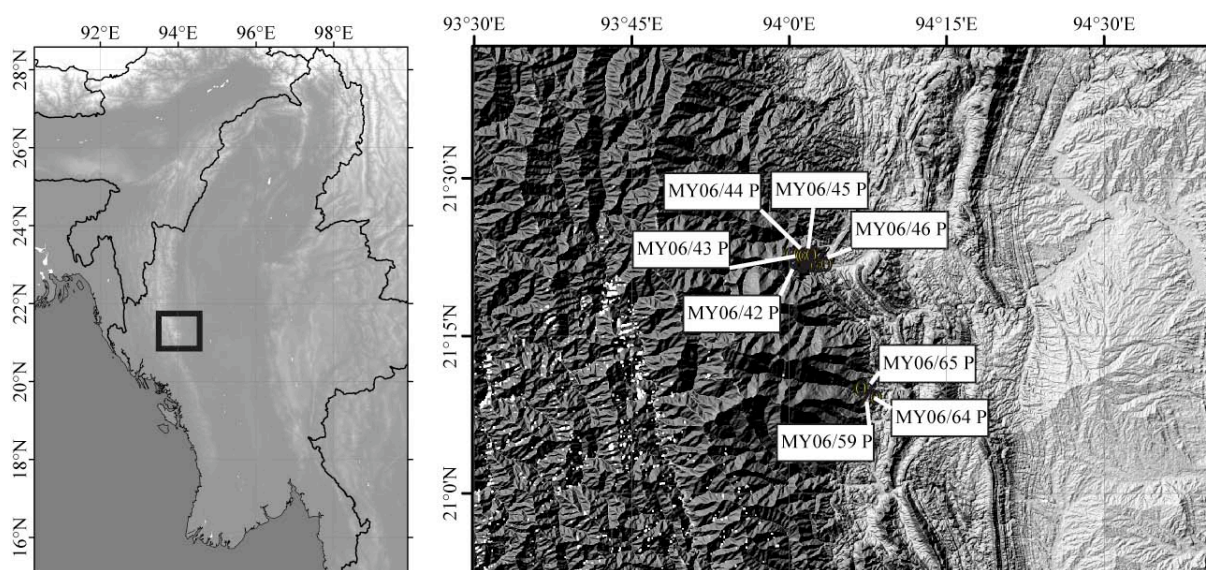
### 3. Données traitées

#### a. Echantillonnage

Des grès et argiles triasique (flyshs) affleurent dans la chaîne Indo-Birmane. Leur forte concentration en quartz et l'absence de plagioclases ou de détritiques volcaniques en font des dépôts continentaux (Acharya et al., 2006). Les *Halobia* contenu dans cette série confirment cette origine continentale. Lors de la campagne que nous avons conduite en Mai 2006 dans les zones internes de la chaîne Indo-Birmane, nous avons collecté une série de 8 échantillons (figure A1-5, tableau A1-1), préalablement orientés, dans le but d'en faire une analyse paléomagnétique.

Echantillon	Longitude	Latitude	Lithologie	Age supposé
MY06/42 P	94.015 0	21.368 9	grès	Trias
MY06/43 P	94.026 6	21.370 1	grès	Trias
MY06/44 P	94.030 7	21.367 4	grès	Trias
MY06/45 P	94.035 0	21.368 0	grès	Trias
MY06/46 P	94.046 9	21.369 3	grès	Trias
MY06/59 P	94.125 8	21.157 1	grès	Trias
MY06/64 P	94.125 8	21.157 1	grès	Trias
MY06/65 P	94.125 8	21.157 1	grès	Trias

**Tableau A1-1:** Listes des échantillons récoltés dans la chaîne Indo-Birmane pour une analyse paléomagnétique.



**Figure A1-5:** Carte de localisation des échantillons analysés par les méthodes paléomagnétiques

## b. Traitement des échantillons

Les échantillons sont ensuite forés en laboratoire pour obtenir des carottes cylindriques de 25mm de diamètre et 22mm de hauteur. Ainsi on dispose de plusieurs mesures pour chaque échantillon et donc pour chaque site.



Echantillon	Nombre de carottes	Type de désaimantation
MY-42 P	7	Thermique
MY-43 P	10	Thermique
MY-44 P	19	Thermique
MY-45 P	3	Champ Alternatif
MY-46 P	6	Champ Alternatif
MY-59 P	22	Champ Alternatif
MY-64 P	10	Champ Alternatif
MY-65 P	6	Champ Alternatif

**Tableau A1-2:** Nombre de carottes par échantillon et type de désaimantation réalisé.

Chacune des carottes est obtenue de sorte que sa surface supérieure soit parallèle à la surface de l'échantillon préalablement orientée sur le terrain. L'aimantation est ensuite mesurée dans le référentiel de la carotte et pour obtenir l'aimantation dans le référentiel de l'affleurement, un référentiel géographique, il suffira de réaliser une simple rotation.

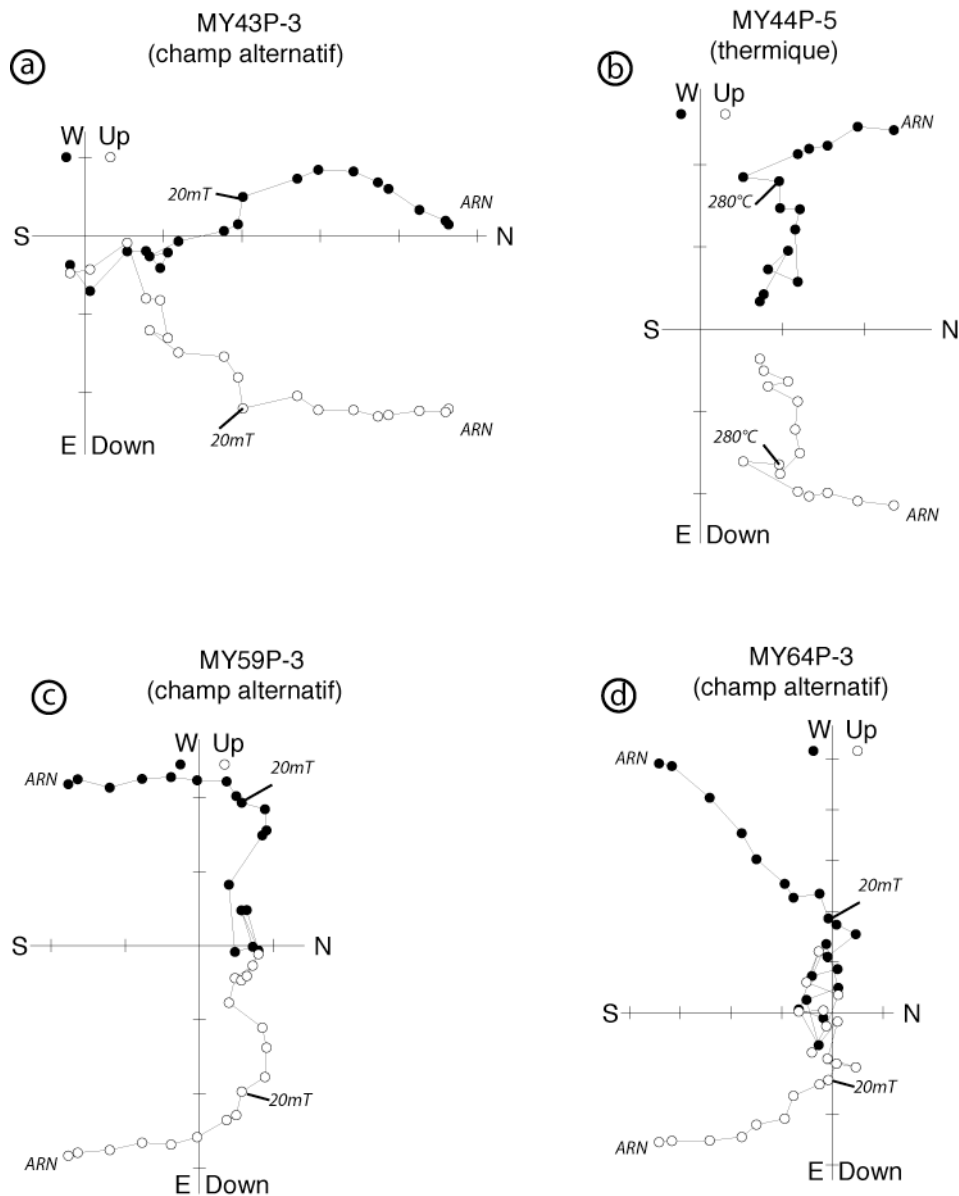
Pour ces carottes nous avons eu recours aux deux types de désaimantation décrits plus haut (Tableau A1-2): la désaimantation thermique et la désaimantation en champ alternatif.

A chaque étape, l'aimantation rémanente est mesurée à l'aide d'un magnétomètre cryogénique 2G au laboratoire de paléomagnétisme du CEREGE à Aix en Provence (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences et Environnement).

Les données sont ensuite traitées à partir du logiciel PALEOMAC (Cogné, 2003). L'aimantation rémanente est tracée sur des diagrammes de Zijderveld (Zijderveld, 1967) pour en observer les composantes. Elle est aussi tracée en projection stéréographique pour évaluer la stabilité de sa direction. Une analyse des composantes principales (Kirschvink, 1980) a été utilisée pour obtenir la direction de l'aimantation rémanente observée lors des désaimantations thermiques et en champ alternatif. Les vecteurs moyens sont calculés par une statistique de Fisher (Fisher, 1953).

#### **4. Les résultats et interprétation**

L'aspect chaotique des diagrammes de Zijderveld (ou diagramme de désaimantation) illustre le peu de précision auquel on peut s'attendre dans l'étude d'une aimantation détritique. Malgré cela, j'ai pu mettre en évidence deux directions d'aimantation distinctes par l'analyse de 83 diagrammes (un par carotte) de Zijderveld. La figure A1-6 montre quatre exemples de diagramme représentatifs. La première aimantation à disparaître (appelé ici M1) est effacée autour de 280-300°C par désaimantation thermique et autour de 20 à 25mT par désaimantation en champ alternatif. Ces valeurs sont à peu près constantes sur l'ensemble des échantillons traités.



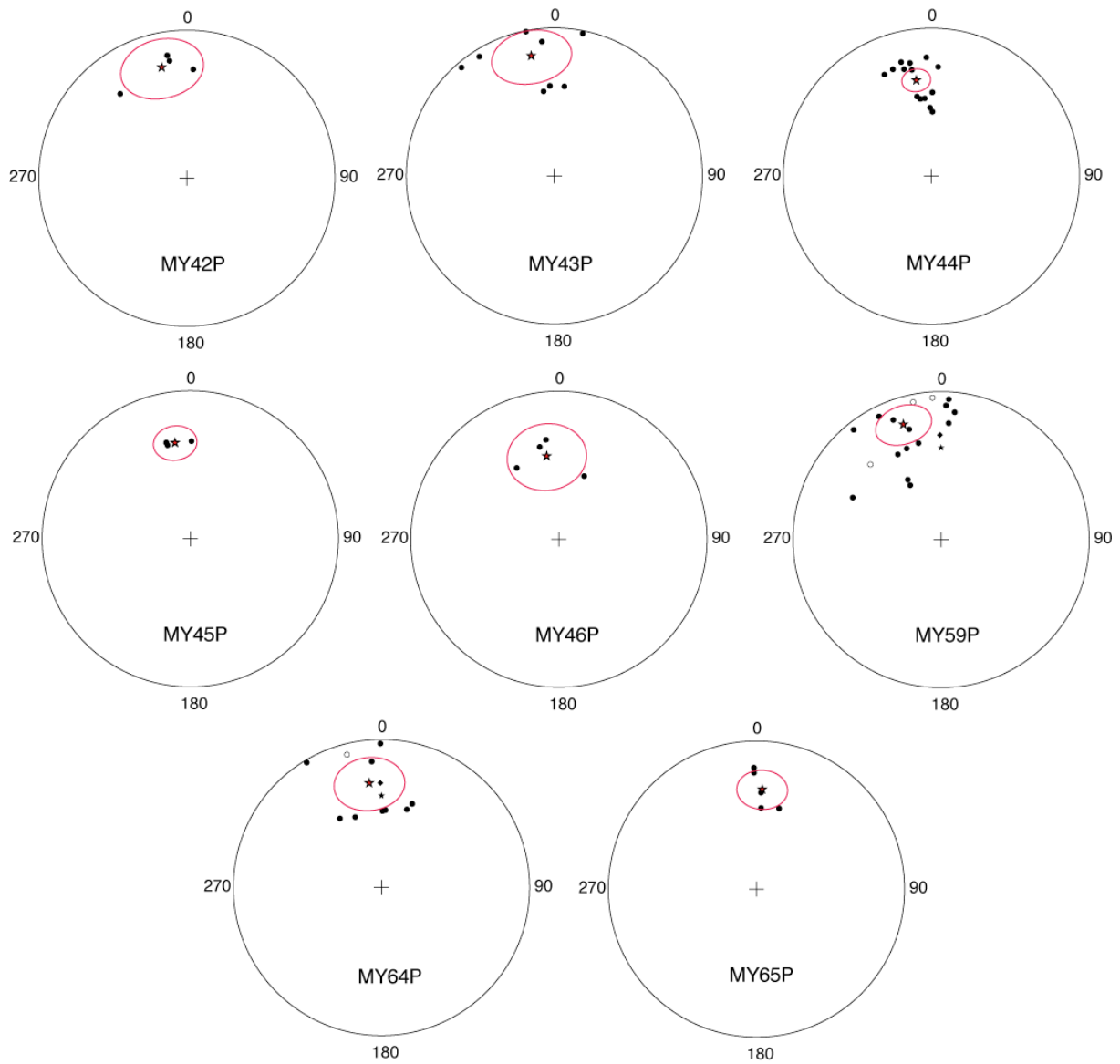
**Figure A1-6:** Exemple de diagrammes de Zijderveld obtenues lors de la désaimantation des échantillons par une méthode thermique et et une méthode en champ alternatif. La première aimantation effacé (appelée ici M1) disparaît généralement après une chauffe de 280-300°C et après l'application d'un champ alternatif d'amplitude maximum 20-25mT.

L'aimantation M1 est assez bien marquée et peut donc être facilement interprétée en termes de direction. Pour chaque carotte, on détermine les directions d'aimantation M1 sur les diagrammes de Zijderveld par la méthode de (Kirschvink, 1980).

Ensuite j'obtiens la direction moyenne d'aimantation M1 pour chaque échantillon à l'aide d'une moyenne de Fisher (Fisher, 1953) (figure A1-7).

Lorsque les diagrammes de Zijderveld sont trop chaotiques pour être interprétés convenablement, les carottes associées sont simplement ignorées dans la détermination statistique de l'aimantation de l'échantillon.



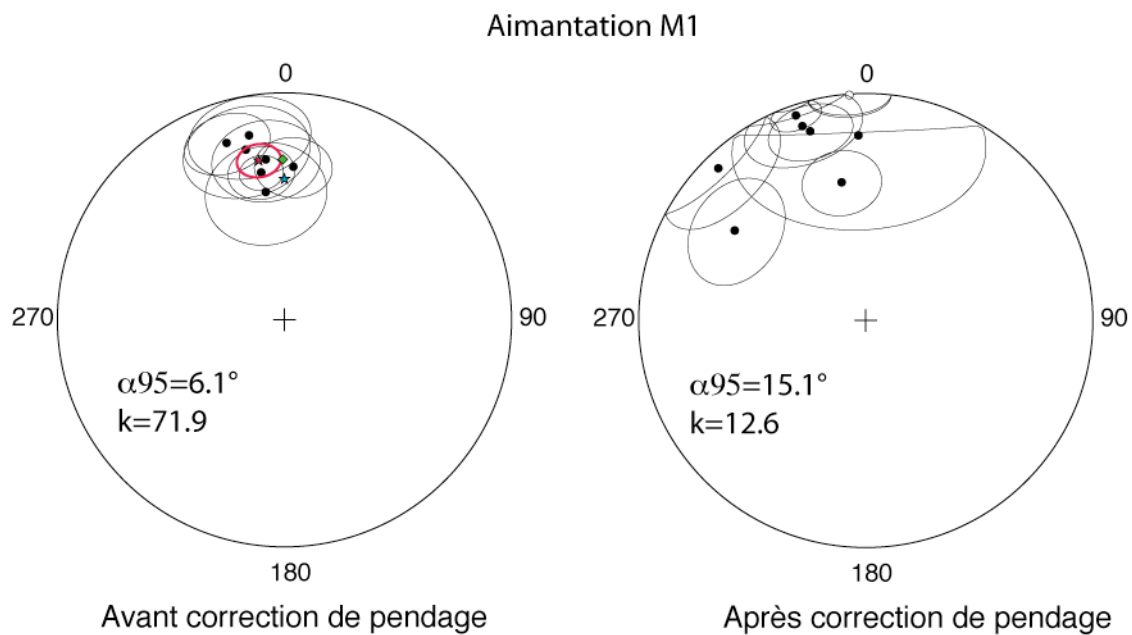


**Figure A1-7:** Directions d'aimantation M1 obtenue pour chaque échantillon. Les directions de l'aimantation M1 pour chaque carotte sont représentées en noir. La moyenne de Fisher de ces directions (Fisher, 1953) est représentée par une étoile rouge. Les directions d'aimantation M1 pour chaque échantillon sont listées dans le tableau A3.

Echantillon	Longitude	Latitude	Dg (°)	Ig (°)	Ds (°)	Is (°)	k	a95 (°)
MY42P	94.1258	21.1571	347.2	24.1	315.9	7.4	23.5	19.4
MY43P	94.1258	21.1571	349.1	18.4	304.5	30.6	10.4	18
MY44P	94.1258	21.1571	341.9	19.1	350.1	38.2	8.6	12.9
MY45P	94.0469	21.3693	351	34.6	355.8	-0.5	135.7	10.6
MY46P	94.035	21.368	343.2	31	357.7	19.5	5.1	37.7
MY59P	94.0307	21.3674	351.7	42.5	10.7	25.4	22	20
MY64P	94.0266	21.3701	353.3	29.6	341.9	10.9	9.2	16.9
MY65P	94.015	21.3689	3.3	32.9	343.6	14.2	40	12.2

**Tableau A1-3:** Directions d'aimantation obtenues pour chaque échantillon dans un référentiel géographique (Dg et Ig = corrigé de l'orientation de l'échantillon sur le terrain) et stratigraphique (Ds et Is = corrigé du pendage des couches sédimentaires). a95 est le rayon du cône à 95% de confiance. k est un paramètre d'estimation de la précision (Fisher, 1953).

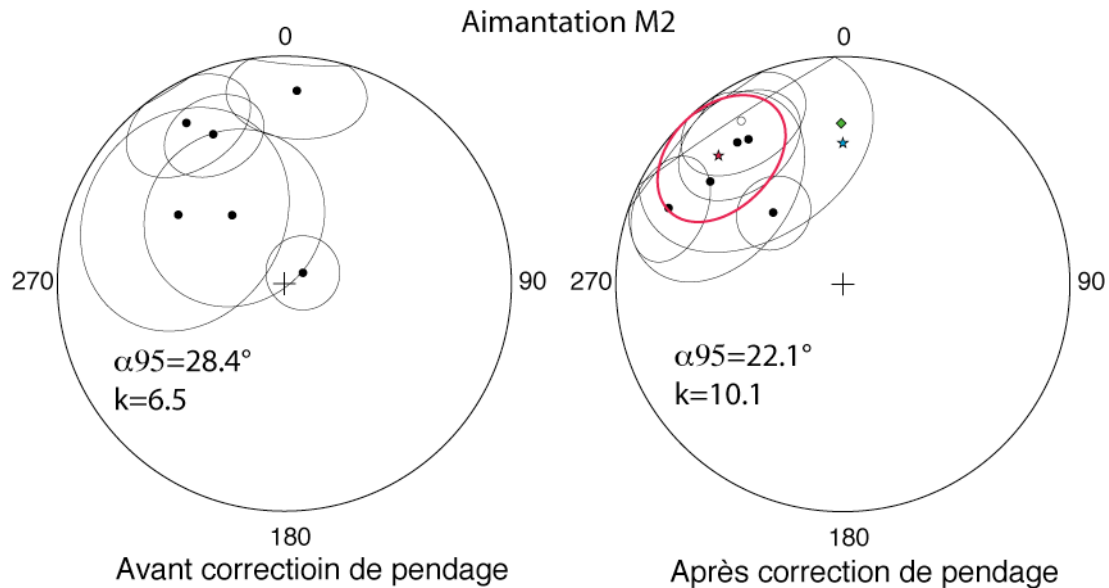
Les directions d'aimantation secondaire obtenue pour chaque échantillon sont cohérentes. En supposant que tous les échantillons appartiennent au même étage stratigraphique, on peut les comparer (figure A1-8). En particulier on constate que ces directions se regroupent remarquablement avant correction du pendage (figure A1-8). L'aimantation moyenne, avant correction de pendage, a pour déclinaison  $-10.2^\circ$  et pour inclinaison  $28.2^\circ$  ( $\alpha_{95}=6.1^\circ$ ). Cela suggère que l'ARN secondaire a été acquise après l'événement tectonique responsable de la déformation observée sur le terrain.



**Figure A1-8:** Illustration du regroupement des directions d'aimantation avant la correction du pendage. Cela suggère que l'aimantation ait été acquise pendant ou après la déformation observée sur le terrain. La direction d'aimantation moyenne est représentée par une étoile rouge. Le champ dipolaire au site d'échantillonnage est représenté par une étoile bleue. Le losange vert représente la direction du champ magnétique terrestre au site d'échantillonnage d'après l'IGRF (International Geomagnetic Reference Frame).

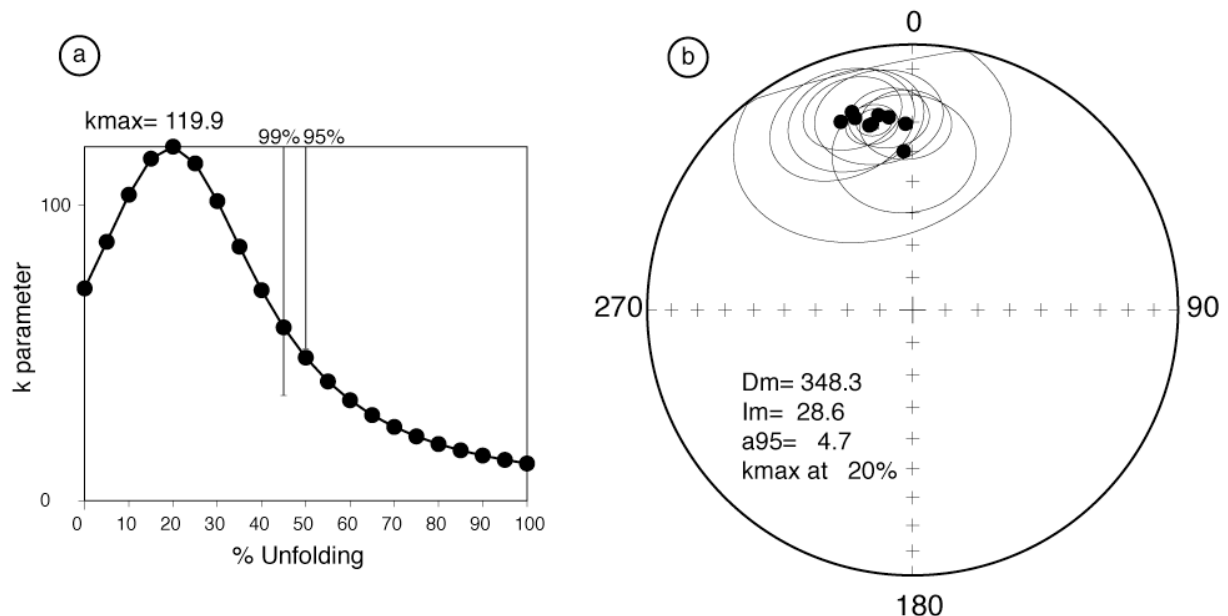
Malgré les difficultés d'interprétation de la deuxième composante d'aimantation (appelée ici aimantation M2), j'ai réussi à obtenir un ensemble de direction relativement cohérente (figure A1-9). A l'inverse de la première composante, les directions d'aimantation se regroupent mieux une fois la correction de pendage appliquée. Cette aimantation est donc antérieure à la déformation et par conséquent, elle est bien antérieure à l'aimantation M1. C'est un candidat sérieux pour une ARN primaire. Cela-dit, les incertitudes sur sa direction sont telles qu'il serait hasardeux d'aller plus loin dans son interprétation.





**Figure A1-9:** Illustration du regroupement des directions d'aimantation après correction du pendage. Cela suggère que l'aimantation ait été acquise avant la déformation observée sur le terrain. Cette aimantation est donc postérieure à l'ARN secondaire. La direction d'aimantation moyenne est représentée par une étoile rouge. Le champ dipolaire au site d'échantillonnage est représenté par une étoile bleue. Le losange vert représente la direction du champ magnétique terrestre au site d'échantillonnage d'après l'IGRF (International Geomagnetic Reference Frame).

Pour l'aimantation la plus marquée, l'aimantation M1, nous avons réalisé un test du pli afin de déterminer si cette aimantation a été acquise avant, après ou pendant la déformation (figure A1-10).



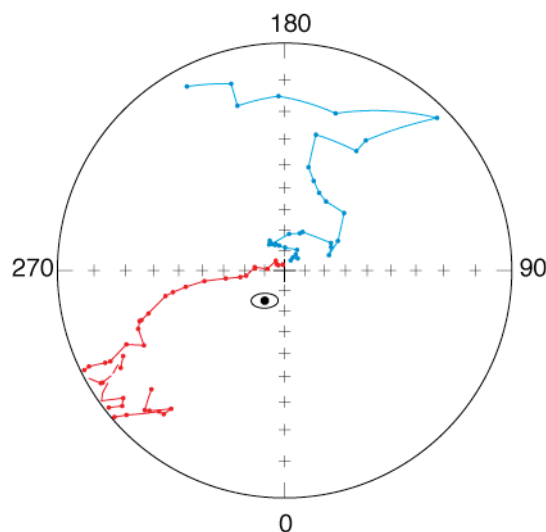
**Figure A1-10:** Test du pli effectué pour l'aimantation M1. a. graphique montrant l'évolution du parameter  $k$ , qui décrit le regroupement des données, en fonction du pourcentage de débasculement. b. diagramme stéréographique montrant le regroupement maximum des données obtenu pour un  $k$  maximum de 119.9 et un débasculement de 20%. La déclinaison magnétique moyenne est alors de 348.3° et l'inclinaison magnétique moyenne est de 28.6°.

Le test du pli montre que l'aimantation a été acquise lorsque 80% de la déformation a été effectuée. Cette aimantation est clairement syn-déformation, un événement tectonique avec circulation de fluide en est probablement responsable. Elle se caractérise par une déclinaison magnétique de  $348.3^\circ$  et une Inclinaison magnétique de  $28.6^\circ$  ( $\alpha_{95}=4.7^\circ$  et  $k=119.9$ ).

## 5. Discussion et Conclusion

Cette étude a permis de mettre en évidence une réaimantation subit par les grès triasiques échantillonnés dans la chaîne Indo-Birmane. En raison de la proximité de l'aimantation actuelle, nous ne pouvons pas exclure une réaimantation actuelle par des processus d'altération. Cependant, la direction du champ magnétique actuel n'est pas contenue dans l'ellipse d'erreur et le test du pli suggère que l'aimantation a été acquise pendant la déformation. Il est donc raisonnable de proposer que cette réaimantation soit plutôt d'origine tectonique.

La nouvelle aimantation a été acquise à  $15 \pm 2.8^\circ\text{N}$  pendant une déformation dont 80% avait déjà été effectué. Le paléopôle est situé à  $70.9^\circ\text{N}$  et  $323.6^\circ\text{E}$ . Il ne correspond ni à un APWP (Apparent Pole Wonder Path) indien ni à un APWP eurasiatique (figure A1-11).



**Figure A1-11:** Comparaison du paléopôle obtenue par nos mesures (en noire) aux paléopôles indiens (en rouge) et eurasiatiques (en bleu) qui sont tracés tous les 5Ma.

Ne disposant ni de l'âge de la déformation ni d'un APWP pour le bloque birman, ces résultats ne nous permettent pas de tirer des conclusions à une échelle géodynamique. En revanche ils fournissent les premiers éléments sur l'initiation de la déformation à la frontière Ouest du bloque birman. Cette déformation a du se produire lorsque la Birmanie était localisée près de 750km au Sud de sa position actuelle (autour de  $15^\circ\text{N}$ ).

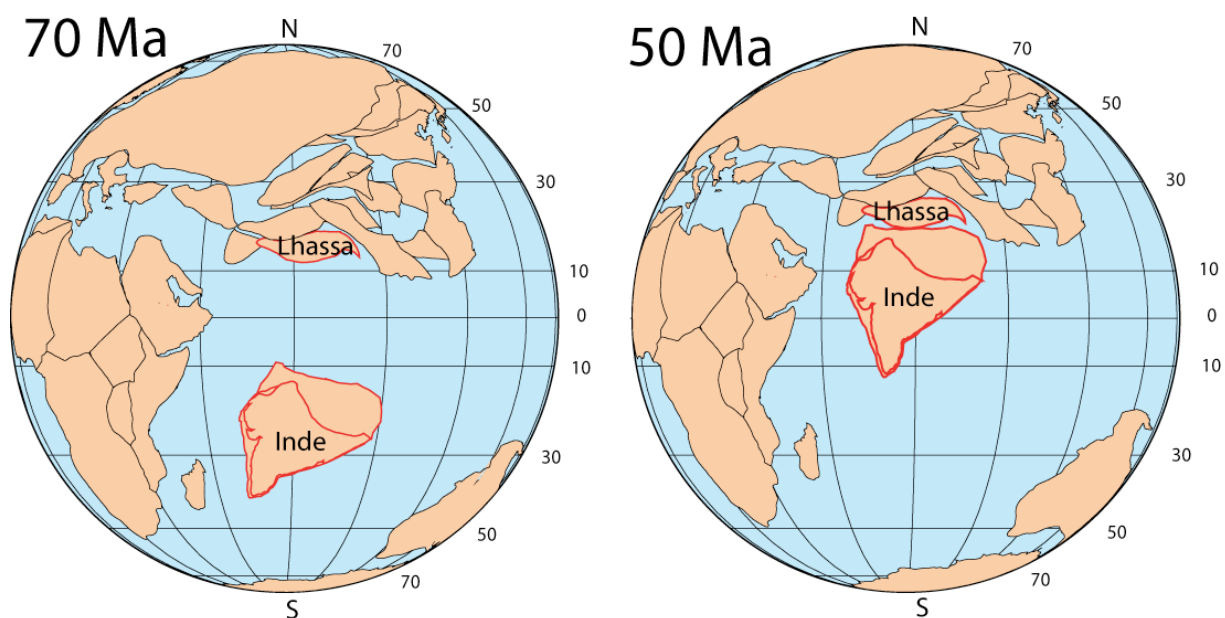




Deux modèles sont en discussion quant à l'origine du bloc birman. Soit il était attaché au bloc de Lhassa et a subi une rotation horaire lors de la collision indienne. Soit il appartenait à l'Inde, de laquelle il a pu se détacher pendant le processus de collision. Je distinguerai donc deux scénarios possibles :

1) Le bloc de Lhassa était situé à 15°N au Crétacé Supérieur (figure A1-12 ; d'après une reconstruction basée sur Besse et Courtillot, 2002). Si la Birmanie appartenait effectivement au bloc de Lhassa, la réaimantation que nous avons observé a pu être acquise au Crétacé supérieur pendant la fermeture de la Téthys (subduction d'arc volcanique, transmission de la déformation, initiation ou saut de subduction, etc..).

2) D'après certaines reconstructions la collision de l'Inde avec l'Eurasie aurait eu lieu vers 15°N (figure A1-12 ; reconstruction basée sur Besse et Courtillot, 2002). Elle se serait produite autour de 45-50Ma. Il est donc possible que la réaimantation se soit produite au moment de la collision indienne. Le bloc birman pouvait alors appartenir soit à la plaque indienne soit à la plaque eurasiatique, desquels il se serait détaché depuis.



**Figure A1-12:** Reconstruction palinopathique à 50 et 70Ma obtenue à partir des APWP de Besse et Courtillot (2002). Ces reconstructions ont été obtenues grâce au logiciel Paleomac (Cogné, 2003).

Quoiqu'il en soit, le fait que nous ayons pu identifier une aimantation primaire est encourageant. Un plus large échantillonnage combiné à la datation des séries serait nécessaire et pourrait sûrement apporter des éléments décisifs. En effet, un retour à l'aimantation primaire nous donnerait accès à la paléolatititude du bloc au moment du dépôt des séries et nous permettrait de trancher entre les deux possibles appartenances (Inde ou Lhassa).

## ***ANNEXE 2: Apport de la géodésie***

### ***1. Introduction***

La faille décrochante dextre de Sagaing est le résultat du partitionnement de la déformation suite à la convergence hyper oblique de l'Inde par rapport à la Sonde. Bien que la subduction Indo-Birmane soit très oblique, une part importante du décrochement entre les plaques de l'Inde et de la Sonde est accommodée le long de la faille de Sagaing. Un taux de décrochement de 18mm/a a été obtenue par GPS dans sa partie central, autour de la ville de Mandalay (Vigny et al., 2003).

La part de décrochement qui n'est pas accommodée le long de cette faille l'est en grande partie à la frontière de plaque Indo-Birmane. C'est ce lien qui a motivé l'étude de la faille de Sagaing dans ce mémoire. Il est particulièrement intéressant de se demander si les variations longitudinal de déformation à la frontière de plaque Indo-Birmane sont accompagnées de variations du taux de décrochement le long de la faille de Sagaing.

Dans le but d'éclaircir ce point nous avons installé en 2005 un réseau GPS à la terminaison septentrionale de la faille de Sagaing, dans le Nord de la Birmanie. Ce réseau a été remesuré en Octobre 2008. Au moment de la rédaction de ce mémoire, le traitement des données n'est pas encore terminé.

Dans cette annexe, je présenterai brièvement le principe des mesures GPS et le principe du traitement des données qui en résulte. Je discuterai de la pertinence du réseau et je montrerai en particulier qu'il nous permettra non seulement de détecter la branche la plus active à la terminaison Nord de la faille de Sagaing mais aussi d'en déterminer le taux de décrochement minimum que l'on doit y attendre. Enfin, en m'appuyant sur la section du chapitre III qui traite du séisme de Sumatra, je montrerai que celui-ci a un effet postsismique négligeable dans le Nord de la Birmanie. Les résultats de la remesure du réseau en 2008 ne seront donc pas affectés par le séisme de Sumatra.

### ***2. Principe de la méthode***

#### **a. Le concept**

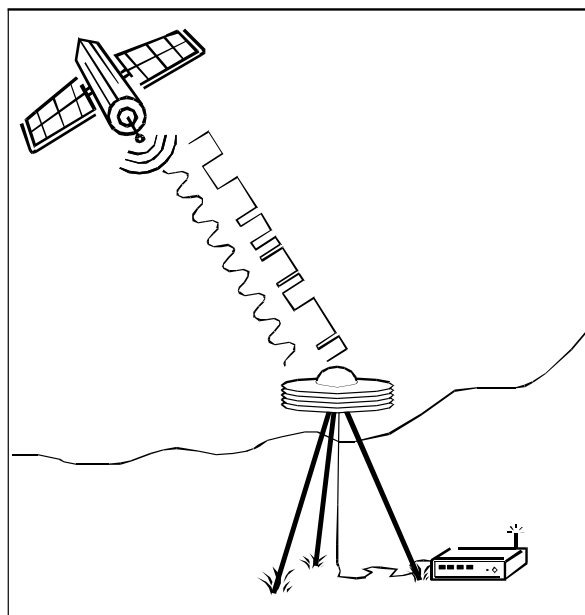
En tectonique active on s'intéresse au mouvement sur des failles. Pour quantifier ce mouvement il suffit simplement de mesurer la position de deux points de part et d'autre de la faille. Lorsqu'on remesure la position de ces points quelques années plus tard, le déplacement relatif des points indique non seulement que la faille est active mais donne, en plus, une estimation minimum du taux de déplacement sur cette faille. Les taux de déplacement sont



très variables mais généralement compris entre 5 et 30mm/a. On a donc besoin d'une méthode très précise de localisation des points (de l'ordre du millimètre) pour observer ces mouvements.

Le GPS (Global Positioning System) s'appuie sur un réseau de 24 satellites orbitant à 20000km d'altitude. A tout moment, en tout point de la Terre, au moins trois satellites sont visibles. Ce système a été mis en place par l'armée américaine au début des années 70. Les satellites émettent un signal en permanence qui contient toutes les informations relatives à sa navigation (éphémérides, corrections d'horloges, etc...). Le signal est composé de fréquences porteuses sur lesquelles sont modulés des codes de plus grande longueur d'onde (figure A2-1).

Les récepteurs GPS peuvent décrypter une partie du signal émis. Connaissant la position du satellite et une fois le retard entre l'acquisition et la réception du signal calculé, le récepteur peut déterminer sa distance avec le satellite. La position d'un point à la surface de la Terre s'obtient alors par simple triangulation.

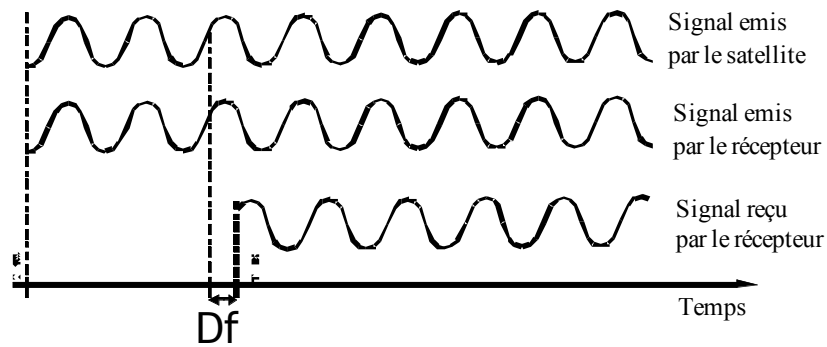


**Figure A2-1:** Le signal GPS est composé d'une fréquence porteuse sur laquelle est modulé un code à plus grande longueur d'onde.

Toute la précision du système réside dans le calcul du retard d'acquisition du signal. La méthode utilisée dans la géodésie appliquée à la tectonique active consiste en une mesure de déphasage.

### **b. La mesure de déphasage**

Le récepteur et le satellite émettent un signal au même moment. Le récepteur détermine le retard d'acquisition en comparant le signal qu'il émet au signal qu'il reçoit du satellite. Cependant il ne peut quantifier que le déphasage, c'est-à-dire la différence entre les deux signaux en fraction de longueur d'onde  $\Delta\Phi$  (figure A2-2). Cette fraction de longueur d'onde est mesurée avec une très grande précision.



**Figure A2-2:** Principe de mesure du déphasage. Seule la fraction de phase est mesurée par le récepteur. Le nombre de longueur à ajouter pour obtenir le délais total constitue une ambiguïté qu'il convient de résoudre.

Le nombre entier de longueur d'onde  $N$  à ajouter à  $\Delta\Phi$  pour obtenir le délais total d'acquisition du signal par le récepteur constitue une ambiguïté. Celle-ci est résolue lors du traitement des données à l'aide du logiciel GAMIT (King et Block, 1999). La méthode de résolution consiste à combiner les différents termes composant le signal pour obtenir une valeur de  $N$ . Ensuite cette valeur est optimisée en croisant les résultats sur plusieurs périodes de mesures et contrainte en utilisant le positionnement relatif des stations. Cette dernière contrainte impose la mesure simultanée de plusieurs stations.

Cette méthode ne permet pas un positionnement instantané, elle nécessite un traitement. En contrepartie elle donne une résolution millimétrique sur le positionnement des stations.

### c. Les sources de perturbation

Dans son trajet depuis le satellite jusqu'au récepteur, long de près de 20000km, le signal peut subir un certain nombre de perturbations susceptibles d'affecter la précision de la mesure :

#### *Décryptage du code P :*

Le code P est un code à grande précision contenu dans le signal. Ce code est crypté par l'armée américaine. Il est utilisé lors de la résolution des ambiguïtés. Il permet la mesure directe de la distance satellite-récepteur avec une précision de 8 à 40m. Les récepteurs modernes sont équipés d'options « cross-corrélation » qui permettent de décrypter ce code.

#### *Dérive des horloges :*

Les horloges atomiques des satellites et les horloges à quartz des récepteurs peuvent subir une dérive. Un décalage dans l'information sur le temps d'émission du signal induit une erreur importante sur le calcul de la position. Pour y remédier, il est fait appel au principe de la simple et de la double différence. La simple différence nécessite que deux stations GPS reçoivent le signal d'un même satellite au même moment, c'est-à-dire que deux stations soient mesurées simultanément. En utilisant dans le traitement la différence en temps de réception entre les deux stations, on s'affranchit de l'erreur d'horloge des récepteurs.

Le même principe est appliqué à l'inverse pour s'affranchir de l'erreur d'horloge des satellites. La somme des deux simples différences constitue une double différence.



#### *Réfraction dans l'ionosphère :*

L'ionosphère est située entre 100 et 1200km d'altitude. Elle est constituée de particules chargées. Le signal est retardé lors de son passage dans l'ionosphère. Ce retard dépend de la longueur d'onde du signal qui la traverse. Le satellite émet en réalité deux signaux de longueurs d'onde différentes L1 et L2. Ces deux signaux ont un retard différent. Par une combinaison linéaire entre L1 et L2 on parvient à s'affranchir en partie de l'effet ionosphérique. Cependant, des forte perturbation de l'ionosphère par des vents solaires ne sont pas prévisibles et restent une source d'erreur sur la localisation.

#### *Réfraction dans la troposphère*

La troposphère est un milieu continu caractérisé par une certaine humidité. Cette humidité est à l'origine de la réfraction du signal et donc d'un délai significatif qu'il faut corriger. Comme le retard ne dépend pas ici de la longueur d'onde, la méthode de combinaison linéaire de L1 et L2 n'est pas applicable. Pour corriger l'humidité, on la représente par des paramètres qui varient lors de la détermination de la meilleure position par moindre carré.

#### *Détermination des orbites*

La précision des données de navigations délivrées par les satellites est dégradée. Pour y remédier, les orbites sont recalculées à l'aide de stations permanentes de l'IGS dont la position est parfaitement bien contrainte. Il faut donc télécharger les fichiers de navigation recalculés et mis à jour par l'IGS.

#### *Les « multi-trajets »*

De la même façon qu'en sismique réflexion, le signal peut être perturbé par des multiples. En effet, le signal émis par le satellite peut emprunter un trajet qui n'est pas direct (réflexion sur le sol ou sur des objets environnant) avant d'atteindre le récepteur. Le signal direct est alors parasité. Cet effet de multi-trajet est compris dans le bruit et atténuer sur une longue période de mesure car relativement chaotique et donc susceptible de s'annuler.

#### *Le centre de phase de l'Antenne*

La conversion du signal électromagnétique en signal électrique se fait dans un solénoïde placé au centre de l'antenne. L'endroit où se produit la conversion (appelé centre de phase) dépend de la géométrie du solénoïde et de la position du satellite par rapport à l'axe de ce solénoïde. Il est donc essentiel de connaître ces caractéristiques de l'antenne. Des tables sont disponibles par téléchargement sur le site de l'IGS.

### **d. L'installation d'un site GPS**

Je vais traiter ici des sites GPS de campagne. Ce sont des sites destinés à être mesurés lors de campagnes successives espacées de 1 à 3ans en fonction du taux de déplacement de la faille et de la précision recherché.

Un site GPS consiste simplement en un repère fiché dans la roche. Ce repère est fileté pour permettre de visser l'antenne qui est utilisée lors de la mesure. Un adaptateur de 15cm de haut environ permet de surélevé l'antenne et ainsi de la visser malgré les imperfections de la roche. Afin d'éviter de masquer une partie du ciel, et donc des satellites, mais aussi pour

éviter autant que possible l'effet de « multi-trajet », l'emplacement choisi doit être dégagé au moins  $15^\circ$  au dessus de l'horizon (figure A2-3). Le marqueur doit être fiché dans une roche dure et stable comme des roches métamorphiques, volcaniques, ultrabasique ou à la limite des grès très indurés (figure A2-3). Des sables ou des argiles sont susceptible de bouger sous l'effet d'infiltration d'eau. L'emplacement sélectionné doit aussi être relativement facile d'accès.



**Figure A2-3:** Exemple de site idéalement placé sur un affleurement en terrain dégagé (site WUNT).

Si aucun affleurement ne répond à ces critères on est amené à construire un monument en béton (figure A2-4). Pour ce faire on creuse un trou d'environ 1m de profondeur (figure B4). On y coule du béton après y avoir planté des barres métalliques qui assureront une stabilité optimum au pilier. Le marqueur fileté est coulé dans le béton du pilier pour en être parfaitement solidaire. Le problème lié à de telles monumentations réside principalement dans l'instabilité du sol. Les infiltrations d'eau peuvent faire gonfler les sédiments et déplacer le pilier. Il est donc préférable de placer ce type de monument sur une zone surélevée (facilement drainé) comme une colline par exemple et de préférence dans un sol plutôt gréseux (qui permet un drainage efficace en cas d'infiltration) ou encore latéritique (qui est un sol consolidé et stable).



**Figure A2-4:** Monumentation d'un site GPS. A gauche, le pilier de béton et le marqueur en son centre (site HPAA). A droite, un trou creusé dans le sol avant d'y couler le béton du pilier (site PUTA)



Enfin il convient de sceller le site après la mesure de façon à en dissuader toute dégradation. Il n'est pas rare que les marqueurs soient endommagés, voir même prélevés, entre deux campagnes de mesure. Dans le cas où le marqueur a été endommagé et qu'il n'est plus possible de visser l'antenne on a recourt à la mesure par trépied (figure A2-5) un peu moins précise. Cette dernière méthode implique que l'opérateur place avec précision le trépied au dessus du centre du marqueur ou de ce qu'il en reste. Le facteur humain est alors introduit comme facteur d'erreur dans le centrage de la mesure.



*Figure A2-5: Exemple de site mesuré au trépied (site MYIT).*

Dans tout les cas, on met à jour une « fiche de site » qui contient toutes les informations relative à la localisation du site et aux problèmes rencontrés lors des différentes mesures.

### ***3. Mesure du réseau Nord birman***

#### **a. Le réseau**

Le réseau Nord birman se compose de 13 sites GPS de campagne installées et mesurées en 2005 (tableau A2-1). La stratégie d'installation de ce réseau consistait à placer au moins un site entre chaque branche de la faille de Sagaing à sa terminaison Nord suivant trois grand profils (figure A2-6): un profil Sud avec WUNT, INND, PEIN, KATH et BHAM, un profil central avec MYIT, NAMT, MOGA, NAMY, HPAK et KAMT, et enfin un profil Nord avec PUTA, TANA et KAMT.

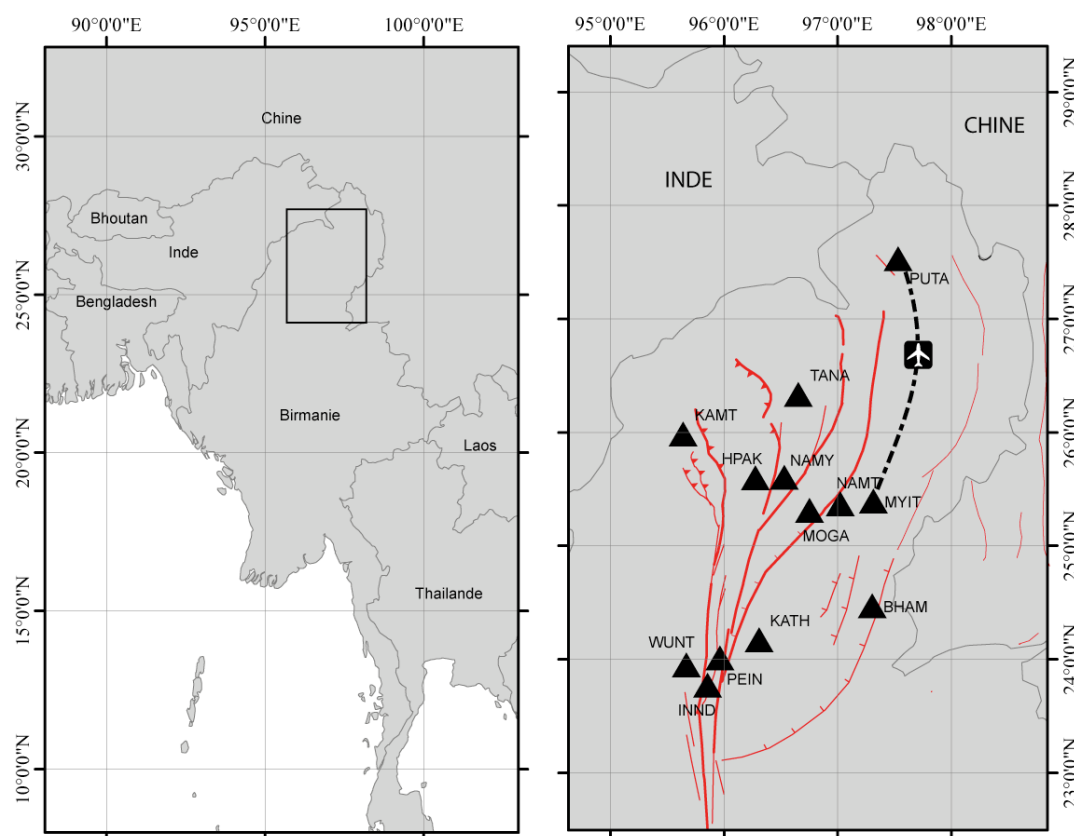


Figure A2-6: Localisation du réseau Nord Birman par rapport aux différentes branches de la faille de Sagaing.

Localité	Station	Longitude	Latitude	Jours de mesure	Type de Mesure
Putao	PUTA	97.383	27.335	64-65	Pi/Cf
Tanai	TANA	96.7	26.318	64-65	Pi/Cf
Kamti	KAMT	95.66	25.953	69-71	Pi/Cf
Myitkyina	MYIT	97.415	25.415	63-72	R/Tp
Namti	NAMT	97.023	25.344	63-65	R/Cf
Mogaung	MOGA	96.774	25.311	70-71	Pi/Cf
Namya	NAMY	96.539	25.601	66-68	Pi/Cf
Phakan	PHAK	96.305	25.59	67-68	Pi/Cf
Bhamo	BHAM	97.391	24.317	68-69	R/Cf
Katha	KATH	96.316	24.17	64-65	Pi/Cf
Peinagon	PEIN	96.041	23.892	67-69	R/Cf
Inndet	INND	95.837	23.767	66-70	R/Tp
Wuntho	WUNT	95.72	23.813	70-71	R/Cf

Tableau A2-1: Liste des sites GPS du réseau Nord avec leurs jours de mesure en 2005. Pi = Pilier, R = Roche, Cf = centrage forcé, Tp = Trépied.

Chaque site a été mesuré pendant au moins deux jours. Il est essentiel de mesurer pendant au moins 24h pour s'affranchir des effets de phénomènes périodiques journalier tel que les





marrés. Par la suite, chaque journée est traitée séparément. Il est donc recommandé de disposer de plusieurs jours de mesure afin de moyenner les erreurs.

Un tel réseau ne nous permettra pas de modéliser le chargement élastique sur les branches de la faille car les profils sont composés de trop peu de stations. En revanche, on va pouvoir détecter la branche de faille la plus active en comparant les mouvements de part et d'autre de chacune des failles. On sera aussi capable d'en donner un taux de décrochement minimum qui correspondra au saut de vitesse mesuré.

Bien qu'il ne nous permette pas d'étudier réellement en détail une branche de faille spécifique, ce réseau à l'avantage de capturer l'ensemble de la déformation dans toute la terminaison de la faille de Sagaing.

Le taux de décrochement sur la faille de Sagaing est de 18mm/a dans sa partie centrale. Même si ce taux est répartie équitablement entre chacune des 4 branche, il reste mesurable par GPS (>4mm/a). La deuxième session de mesure a eu lieu en Octobre 2008. Les mesures étant séparées de plus de trois ans, les conditions sont idéales pour étudier la déformation tectonique.

## b. Traitement et qualité des données

J'ai traité les données à l'aide du logiciel GAMIT/GLOBK développé par le MIT. Un certain nombre de station du réseau IGS ont été ajouté pour permettre la résolution des ambiguïtés et le calcul des orbites. Les sites IGS sont sélectionnés en fonction de la qualité de leurs mesures et de leur répartition géographique. La qualité des sites IGS est jugé au regard de leur répétabilité, c'est-à-dire la stabilité de la mesure au cours du temps. La répartition géographique doit être équitable autour de notre réseau afin que ce dernier soit stabilisé dans toutes les directions.

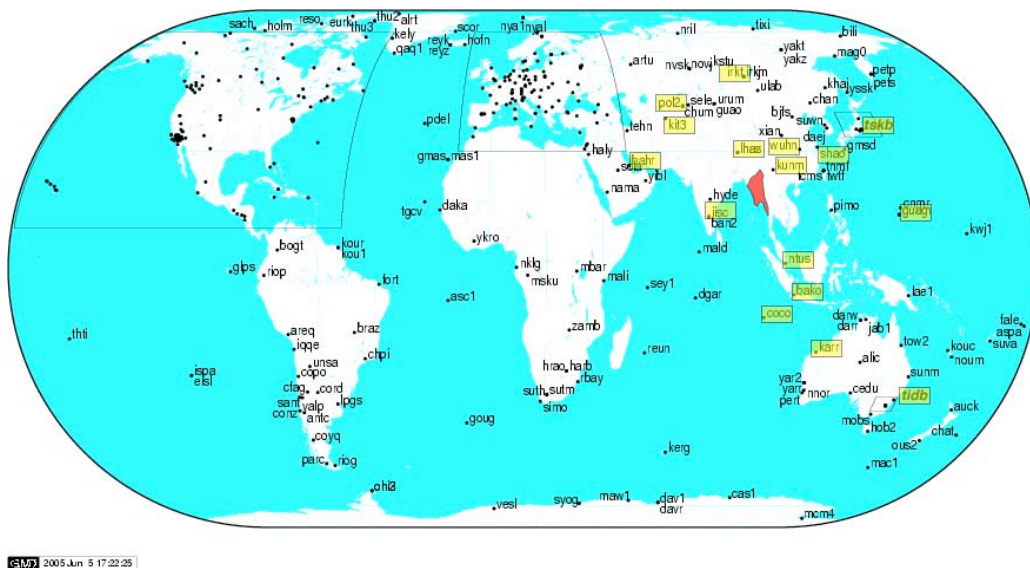


Figure A2-7: Sites IGS utilise pour le traitement avec GAMIT.

Une partie de ces sites est ensuite utilisée pour stabiliser les solutions dans le référentiel de l'ITRF 2000. On doit encore une fois sélectionner des sites IGS équitablement répartis autour du réseau. Ces sites doivent aussi être placés sur une zone stable, non déformée.

Lors du traitement journalier des données, GAMIT fournit une liste des observables pour chaque couple récepteur-satellite. Il s'agit du nombre de données qui pourront être utilisées pour la résolution des ambiguïtés. Plus ce nombre d'observables est grand, meilleur sera la précision. C'est le premier outil utilisé pour juger de la qualité du traitement.

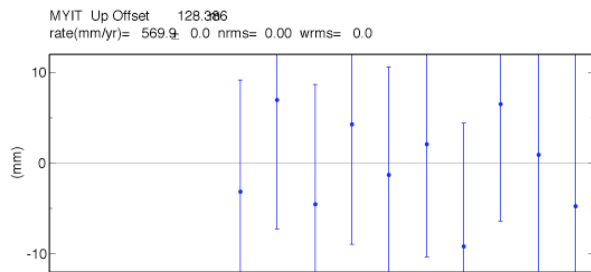
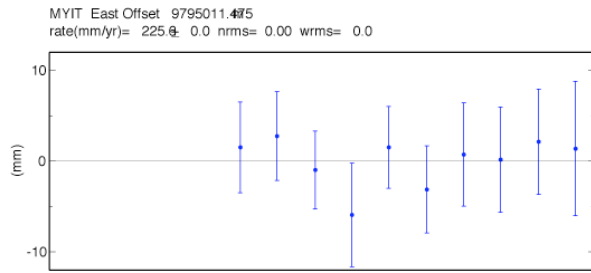
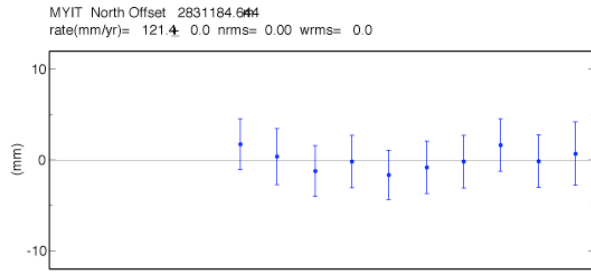
Le deuxième outil est le résultat de la minimisation par moindres carrés. Le réseau est contraint par sa géométrie (lignes de bases entre chaque station) et par les sites de stabilisation. Pour comparer les résultats du calcul de positionnement aux contraintes, GAMIT réalise une minimisation par moindres carrés. Le NRMS résultant (Normalized Residual Minimum Square) est le paramètre qui permet de juger de la qualité du positionnement.

Les résultats du traitement se visualisent par des graphiques de répétabilité, c'est-à-dire la comparaison de la mesure d'un site sur plusieurs jours consécutifs ([figure A2-8](#)). C'est le logiciel GLOBK qui permet de calculer ces répétabilités. La composante verticale est généralement mal déterminée. La géométrie du système GPS en est la cause. En effet, les mesures ne sont faites que par le haut. Pour contraindre idéalement la mesure verticale, il faudrait un satellite en bas !!!!

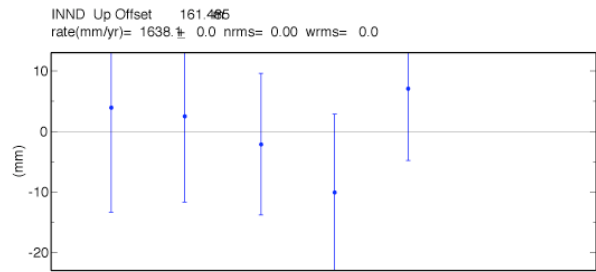
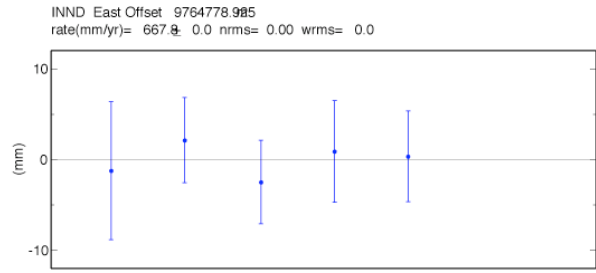
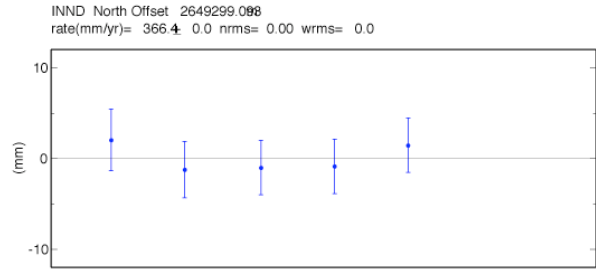
Lorsqu'on dispose de plus de deux jours de mesures, les résultats s'alignent relativement bien ([figure A2-8](#)). Cela montre que les sources d'erreur ont été corrigées efficacement et que le bruit résiduel a une amplitude négligeable. Les courbes de répétabilité sont un outil supplémentaire pour évaluer la qualité du traitement.



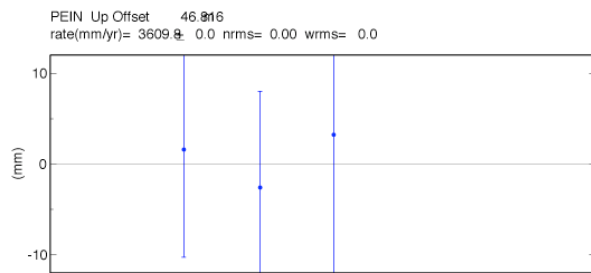
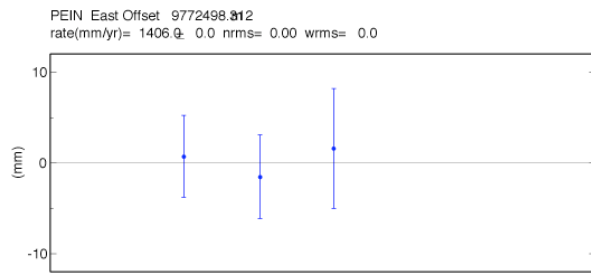
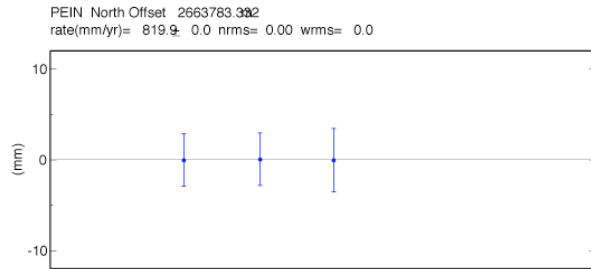
MYIT



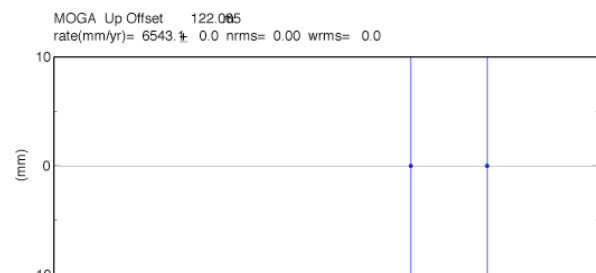
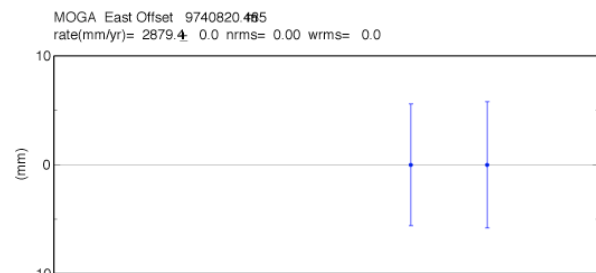
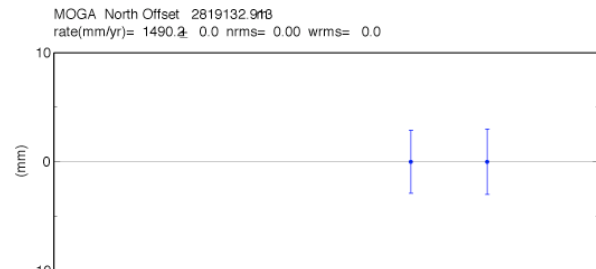
INND



PEIN



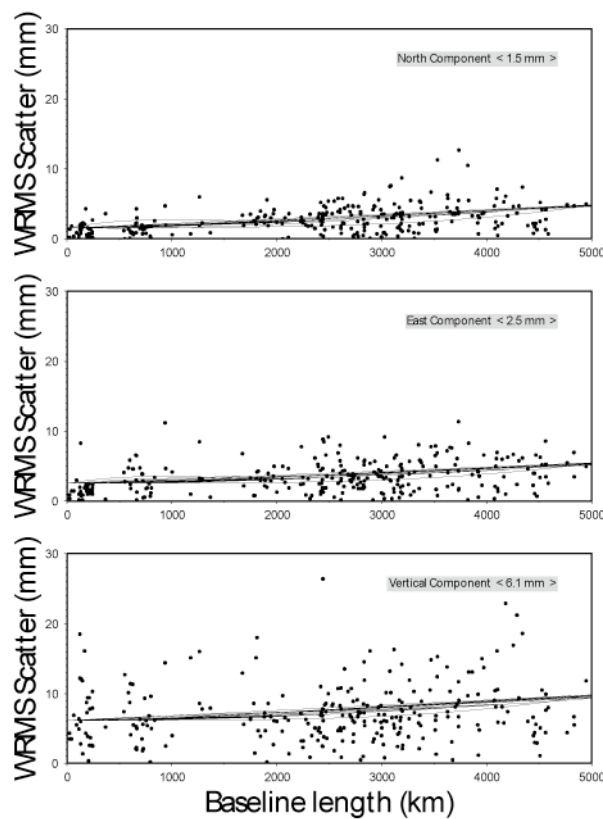
MOGA



**Figure A2-8:** (Page précédente) Exemple de répétabilité pour 4 sites GPS du réseau Nord birman mesurés en 2005 (MYIT, INND, PEIN et MOGA).

La [figure A2-9](#) montre l'erreur sur la détermination de la position en fonction de la longueur de la ligne de Base. Evidemment, les sites éloignés de notre réseau sont moins bien déterminés puisque les délais ionosphériques et troposphériques sont notablement différents et par conséquent mal corrigés. Pour l'ensemble des sites traités, le résidu est faible (<1.5mm pour la composante Nord et <2.5mm pour la composante Est). On voit que pour les sites du réseau Nord Birman (lignes de base les plus courtes), les RMS ne dépassent pas 2mm. C'est une approximation de la précision de localisation des stations du réseau.

### MYANMAR 2005 - IGS orbits - biases fixed



**Figure A2-9:** RMS calculés pour les lignes de Base à ambiguïté fixé.

Lors du traitement en 2005, un maximum des critères ont été respectés :

- Sites stables
- Horizons dégagés
- Mesures sur simultanés de plusieurs sites
- Mesures sur plus de 48h
- Control de la qualité des sites IGS utilisés
- Sites IGS répartis de façon homogène
- Sites IGS de stabilisation localisés dans des zones stables
- Stabilité de la solution jugée par des courbes de répétabilité.



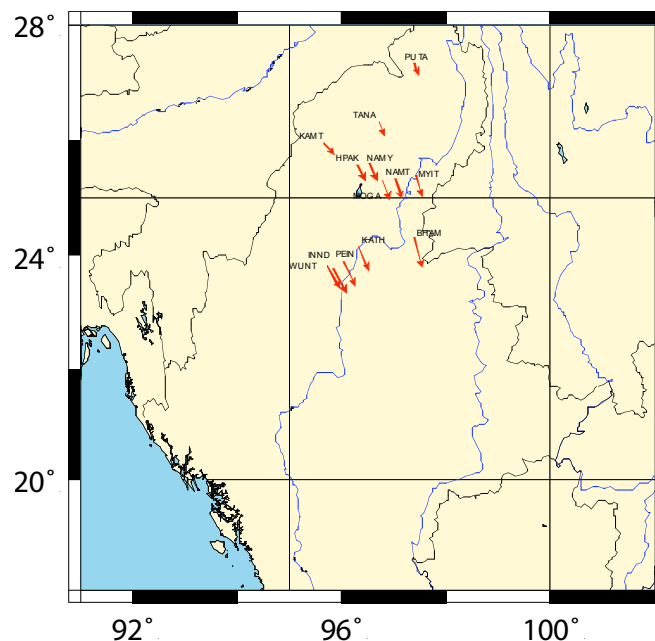
Aucun problème majeur n'a été signalé, l'ensemble des sites GPS du réseau semble relativement bien contrainte (avec une erreur inférieure à 2mm). On peut donc espérer obtenir un résultat pertinent après la remesure du réseau en Octobre 2008.

Une source d'erreur n'est cependant pas prise en compte lors du traitement avec GAMIT : les séismes. Un tremblement de terre modifie l'état de contrainte et donc les déplacements observés en surface. Les effets postsismiques restent mesurables pendant plusieurs mois après le séisme principal. Dans notre cas, le séisme de Sumatra du 26 Décembre 2004 ( $M_w=9.3$ ) s'est produit quelques mois avant notre session de mesure en 2005. On peut donc se demander s'il n'a eu un effet mesurable sur nos sites qu'il conviendrait alors de corriger.

#### 4. Les effets du séisme de Sumatra

Dans la section 2 du Chapitre III, j'ai développé un modèle de rupture cosismique pour le séisme de Sumatra. Grâce à ce modèle, il est possible d'évaluer l'effet postsismique du séisme en tout point et particulièrement aux sites GPS du réseau Nord Birman. Pour ce faire j'utilise le modèle de relaxation viscoélastique appliqué à une Terre stratifiée, compressible et viscoélastique développé par [Pollitz et al. \(2006\)](#).

L'effet postsismique tant à s'opposer au mouvement de la microplaque birmane. En effet les déplacements qui en résultent sont orientés vers le Sud.



**Figure A2-10:** Déplacement cumulé des sites GPS Nord birman produit par la relaxation postsismique qui a suivi le séisme de Sumatra du 26 décembre 2004 ( $M_w=9.3$ ).

Site	Longitude	Latitude	Depl. Est (mm)	Depl.Nord (mm)
PUTA	97.383	27.335	0.327	-0.934
TANA	96.7	26.318	0.461	-1.062
KAMT	95.66	25.953	0.837	-0.839
MYIT	97.415	25.415	0.453	-1.629
NAMT	97.023	25.344	0.52	-1.53
MOGA	96.774	25.311	0.559	-1.454
NAMY	96.539	25.601	0.554	-1.251
PHAK	96.305	25.59	0.579	-1.171
BHAM	97.391	24.317	0.529	-2.296
KATH	96.316	24.17	0.796	-1.847
PEIN	96.041	23.892	0.888	-1.849
INND	95.837	23.767	0.949	-1.785
WUNT	95.72	23.813	0.957	-1.675

**Tableau A2-2:** Déplacement induit par la relaxation postsismique qui a suivi le séisme de Sumatra du 26 Décembre 2004.

Mais ces déplacements sont très faibles ( $< 1.5\text{mm/a}$ ) en comparaison du déplacement de la faille de Sagaing ( $18\text{mm/a}$ ) (tableau A2-2). Ce mouvement postsismique, bien que détectable, devrait être négligeable à l'échelle du processus tectonique que l'on cherche à mesurer. Dans le cas contraire, il suffira d'appliquer une correction basé sur le modèle de rupture cosismique présenté dans ce mémoire et utilisé ici pour donner une estimation de l'effet postsismique.

## 5. La remesure du réseau en 2008

La deuxième session de mesure a eu lieu en Octobre 2008. Les sites ont été retrouvés en bon état excepté NAMY dont le marqueur a été dérobé. Le site KAMT est resté inaccessible lors de cette mission qui a eu lieu en fin de saison des pluies. 4 équipe se sont réparti les mesures des 12 sites GPS. Lors de cette campagne, chaque site a été mesuré au moins trois jours. Comme en 2005, le site MYIT a été mesuré pendant toute la durée de la campagne. Il sert de stabilisateur local et permet de juger de la qualité du traitement sur l'ensemble de la période de mesure.

Le traitement GAMIT/GLOBK a débuté en novembre 2008 à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg en collaboration avec Frédéric Masson. Les données de 2005 et 2008 sont en cours de traitement. En effet, il s'agit d'uniformiser le traitement sur les deux périodes de mesures, en particulier pour le choix important des sites IGS de stabilisation.

## 6. Conclusion

Le réseau GPS que nous avons installé dans le Nord de la Birmanie a un intérêt multiple. D'une part il va nous permettre d'estimer l'évolution du taux de décrochement le long de la faille de Sagaing et de déterminer laquelle de ces branche est active au Nord. D'autre part, deux des sites étant situés à l'Est de la microplaque birmane, dans la zone d'influence du flux crustal Est Tibétain décrit dans le chapitre VI de ce mémoire, le réseau va nous permettre de



préciser l'interaction entre le flux et la faille de Sagaing. Il complétera efficacement le champ de vitesse régional déjà établi par les nombreuses stations GPS chinoises et indiennes. Malgré les conditions de mesures parfois difficile (il est assez difficile de trouver un emplacement qui satisfasse l'ensemble des critères de sélection dans une zone tropical !!), les données de la première campagne sont d'une qualité raisonnable (précision de l'ordre de 2mm). Elles devraient nous permettre d'observer les déplacements impliqués par les processus tectoniques de la région (plus de 10mm/a).

De part leur situation, au cœur de la syntaxe Est Himalayenne, les données GPS Nord-birmane ont un rôle capital dans la compréhension de la tectonique active régional. Le traitement est en cours et les premiers résultats devraient être disponibles au début de l'année 2009.